ZUR MORPHOGENESE DER BRILONER HOCHFLÄCHE UND DES SINTFELDES

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch- Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Düsseldorf

vorgelegt von
GERD PETERMEYER
aus Essen

Essen 1982

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41535714_0039

ZUR MORPHOGENESE DER BRILONER HOCHFLÄCHE UND DES SINTFELDES

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades der

Mathematisch- Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Düsseldorf

vorgelegt von

Gerd Petermeyer

aus Essen

Essen 1982

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

V O R W O R T

Die Anregung zu der Dissertation erhielt ich von Herrn Professor Dr. G. WENZENS. Für seine zahlreichen Ratschläge und klärenden Gespräche sowie für die Hilfe im Gelände danke ich ihm sehr herzlich.

Die Durchführung der röntgenographischen Tonmineralanalysen sowie deren Auswertung verdanke ich Herrn Dr. STADLER (Geologisches Landesamt Krefeld). Dank schulde ich ebenfalls Herrn Dr. WERNER, der es mir ermöglichte, im Labor des Geologischen Landesamtes in Krefeld Bodenanalysen durchzuführen.

Großes Entgegenkommen fand ich bei Herrn Dr. LEUTERITZ (Geologisches Landesamt Krefeld), der mir mit Hinweisen und Ratschlägen bei der Geländearbeit half. Dank gebührt auch den zahlreichen Firmen, Landwirten und Förstern, die mir stets großzügig das Arbeiten ermöglichten.

Besonders herzlich bedanken möchte ich mich bei meiner Frau Doris für die unermüdliche Begleitung bei zahlreichen Geländegängen sowie die Mithilfe bei den Laborarbeiten.

Essen, im Mai 1982 Gerd Petermeyer

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

VORWORT 3
INHALTSVERZEICHNIS 4
VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN 6
VERZEICHNIS DER TABELLEN 7

1. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET 8

1.1. Lage und Begrenzung 8

1.2. Die geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes 10
1.2.1. Geologie der Briloner Hochfläche 10
1.2.2. Geologie der Paderborner Hochfläche 15
1.2.3. Kreiderelikte auf der Briloner Hochfläche 18

1.3. Orographische Grundzüge und Entwässerung 20

1.4. Übersicht über die Literatur 23
1.4.1. Literatur zum Rheinischen Schiefergebirge 23
1.4.2. Literatur zum eigentlichen Untersuchungsgebiet 27

1.5. Problemstellung 32

2. DER TERTIÄRE FORMENSCHATZ 34

2.1. Die tektonische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär 34

2.2. Morphologische Beschreibung der Niveaus 35
2.2.1. Allgemeines 35
2.2.2. Niveau 3 38
2.2.3. Niveau 2 40
2.2.4. Niveau 1 43

2.3. Das präcenomane Relief 45

2.4. Die Verwitterungsresiduen der Niveaus 51
2.4.1. Niveau 3 51
2.4.2. Niveau 2 62
2.4.3. Niveau 1 65

2.5. Zur Problematik der Terra fusca 77

2.6. Datierung der Niveaus 82

2.7. Zusammenfassende genetische Deutung der tertiären Landschaftsentwicklung 92

Seite

3. DER QUARTÄRE FORMENSCHATZ 97

3.1. Zur quartären Talbildung 97

3.2. Zum Problem der Urmöhne 105

4. ZUSAMMENFASSUNG 113

5. LITERATURVERZEICHNIS 116

6. BENUTZTE KARTEN 123

7. FOTOGRAFIEN 124

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

Seite

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes 9
Abb. 2: Profil durch den Briloner Sattel 11
Abb. 3: Geologie des Untersuchungsgebietes 14
Abb. 4: Profil durch das Sindfeld 16
Abb. 5: Die Höhen des Untersuchungsgebietes 19
Abb. 6: Rezentes Gewässernetz des Untersuchungsgebietes 22
Abb. 7: Relikte tertiärer Niveaus 36
Abb. 8: Morphologische Profile durch das Untersuchungsgebiet 37
Abb. 9: Morphologische Profile im Bereich der Kreidegrenze 48
Abb. 10: Profil 1, Aabachtalsperre 50
Abb. 11: Korngrößensummenkurve 50
Abb. 12: Profil 2, Schwarzes Haupt 54
Abb. 13: Korngrößensummenkurven 55
Abb. 14: Profil 3, Schwarzes Haupt 58
Abb. 15: Korngrößensummenkurven 59
Abb. 16: Profil 4, Stemmel 61
Abb. 17: Korngrößensummenkurven 62
Abb. 18: Korngrößensummenkurven 63
Abb. 19: Profil 5, Nördlich Brilon 66
Abb. 20: Profil 6, Nehden 69
Abb. 21: Profil 7, Nördlich Brilon 72
Abb. 22: Korngrößensummenkurven 73
Abb. 23: Entwässerungslinien des Pliozän 91
Abb. 24: Profil 8, Trockental westlich Nehden 99
Abb. 25: Korngrößensummenkurven 99
Abb. 26: Die Schichtstufen des Untersuchungsgebietes 103
Abb. 27: Tertiäres und rezentes Flußsystem (FEIGE 1961) 106
Abb. 28: Fundorte der Flußgerölle und Lage der untersuchten Terrassenschotter 106
Abb. 29: Die Gerölle der Terrassenschotter von Alfen und Borchen 108
Abb. 30: Der Zurundungsgrad der Terrassenschotter von Alfen und Borchen 109

VERZEICHNIS DER TABELLEN

		Seite
Tab. 1:	Analyse des Briloner Massenkalkes	10
Tab. 2:	Gliederung des Grundgebirges im Untersuchungsgebiet	12
Tab. 3:	Gliederung der Kreide im Untersuchungsgebiet	17
Tab. 4:	Flächenfolge im Rheinischen Schiefergebirge nach verschiedenen Bearbeitern	96
Tab. 5:	Physikalische und chemische Analyse - Daten der Boden- und Sedimentproben	115

1. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

1.1. Lage und Begrenzung

Das Untersuchungsgebiet umfaßt die Briloner Hochfläche und den südlichen Teil der Paderborner Hochfläche, das Sintfeld (Abb. 1).

Die Briloner Hochfläche liegt als isoliertes Kalkgebiet auf der Nordabdachung des rechtsrheinischen Schiefergebirges, das zum Bergisch - Sauerländischen Gebirge gehört (BÜRGENER 1969). Dieser Teil des Rheinischen Schiefergebirges wurde zuvor auch als Südergebirge (MÜLLER-WILLE 1966) und Süderbergland (MEYNEN 1962) bezeichnet. Im Norden grenzt das Bergisch - Sauerländische Gebirge an die Westfälische, im Westen an die Niederrheinische Bucht und im Osten an das Westhessische Berg- und Hügelland sowie an die Hessische Senke. Die südliche Begrenzung zum Westerwald ist durch das Siegtal gegeben. Die Kalkhochfläche liegt im nordöstlichen Bereich des so umschriebenen Gebietes und wird durch die Orte Brilon, Alme, Bleiwäsche und Rösenbeck eingefaßt.

Die Paderborner Hochfläche bildet den südöstlichen Winkel der Westfälischen Bucht und wird im Osten durch das Eggegebirge, im Süden durch das Waldecker Tafelland und das Sauerland, im Westen durch den Hellwegraum und im Norden durch die Lippeniederung, die Senne und den Teutoburger Wald begrenzt (MAAS-JOST 1962). Als Sintfeld bezeichnet man den südlichen Teil der Paderborner Hochfläche, der nördlich der Briloner Hochfläche unmittelbar an das Bergisch - Sauerländische Gebirge grenzt.

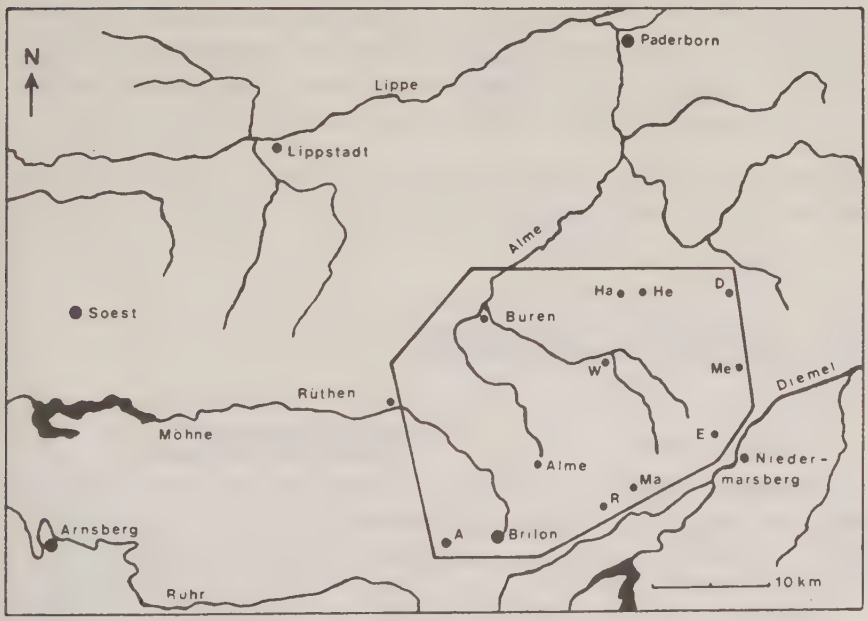
Über die beiden Kalklandschaften hinaus werden außerdem Gebiete erfaßt, die aus nichtlöslichen Gesteinen des Paläozoikums bestehen. Die genaue Umgrenzung des Untersuchungsraumes ist deshalb wie folgt festgelegt:

Die nordwestliche Begrenzung verläuft im Hellwegraum, beginnend auf der Höhe des Haarstranges an der Spitzen Warte, nördlich von Rüthen. Von Büren an liegt der Rand des Untersuchungsraumes nördlich der Straße Büren - Haaren - Helmern und biegt weiter östlich bei Dalheim in die südliche Richtung, bei dem Ort Meerhof endend. Von hier aus folgt die Südgrenze immer der Kreideabbruchstufe oberhalb des Diemeltales bis Essentho und in ihrem weiteren Verlauf in südwestlicher Richtung der Wasserscheide zwischen der Hoppecke und den Gewässern der Briloner und Paderborner Hochflächen. Ihr Weg verläuft über den Klettenberg, Totenkopf und Liebfrauenberg, durch die Orte Madfeld und Rösenbeck zum Billstein. Vom Billstein aus bilden die Höhen des Hauptgrünsteinzuges bis

Altenbüren die Südbegrenzung. Im Westen endet das Untersuchungsgebiet an der Linie Altenbüren - Meiste - Spitze Warte.

Der Untersuchungsraum umfaßt folgende topographische Meßtischblätter oder Teile davon:

4416 Effeln, 4417 Büren, 4418 Wünnenberg, 4419 Kleinenberg, 4516 Rüthen, 4517 Alme, 4518 Madfeld, 4519 Niedermarsberg, 4617 Brilon und 4618 Adorf.



A - Altenbüren, D - Dalheim, E - Essentho, Ha - Haaren, He - Helmern, Ma - Madfeld, Me - Meerhof, R - Rösenbeck, W - Wünnenberg

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes

1.2. Die geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes

1.2.1. Geologie der Briloner Hochfläche[1]

Die Briloner Hochfläche wird vom mittel- und oberdevonischen Massenkalk des Briloner Sattels aufgebaut. Der Massenkalk ist ein Riffsediment und gliedert sich in drei Horizonte, den Schwelmer Kalk und den Eskesberger Kalk, beide mitteldevonisch, sowie den oberdevonischen Dorper Kalk.

Der Schwelmer Kalk besteht aus gut gebankten, dichten bis feinkörnigen Kalken von überwiegend dunkelgraublauer Farbe mit einzelnen mergeligen Zwischenlagen. Der Eskesberger Kalk ist ein dickbankiger, dichter Kalk von hellgraublauer Farbe und bildet mit dem Dorper Kalk petrographisch eine Einheit. Beide sind lediglich faunistisch zu unterscheiden. Dolomite sind im Bereich des Massenkalkes kaum vorhanden, hingegen sind reine Kalkspatgänge häufig anzutreffen.

Der Massenkalk zeichnet sich durch besonders hohe Reinheit aus, er besteht im Mittel fast aus 99 % $CaCO_3$ (Tab. 1).

Tab. 1: Analyse des Briloner Massenkalkes
Quelle: PAECKELMANN, PFEFFER, UDLUFT (1931, S. 19)

Salzsäureauszug		Flußsäureaufschluß des in HCl unlöslichen Rückstandes	
Eisenoxyd und Tonerde	0,34 %	Eisenoxyd	Spuren
Rückstand unlöslich in HCl	0,92 %	Titanoxyd	0,88 %
		Tonerde	15,12 %
$CaCO_3$, aus der Differenz berechnet	98,74 %	Kalkerde	1,29 %
		Magnesia	1,73 %
		Kali	4,38 %
		Natron	1,65 %
		Kieselsäure, aus der Differenz berechnet	74,95 %
		Summe	100,00 %

[1] Der Darstellung liegen folgende Arbeiten zugrunde:
PAECKELMANN 1925, 1926, 1928 a, 1928 b
PAECKELMANN und KÜHNE 1936 a, 1936 b und
PAECKELMANN, PFEFFER, UDLUFT 1931

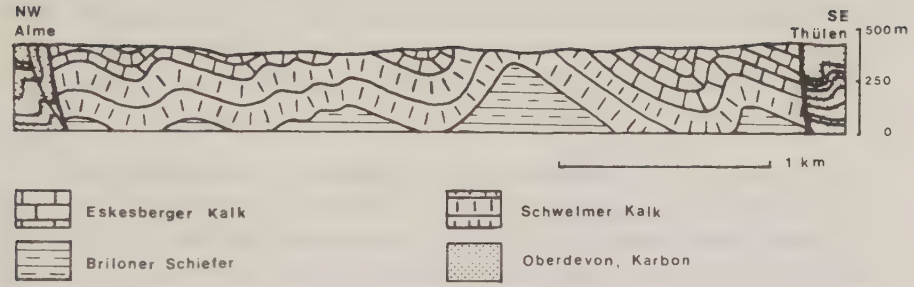


Abb. 2: Profil durch den Briloner Sattel
Quelle: Geologische Karte, 1:25.000, Blatt Alme

Der Briloner Massenkalk bildet einen autochthonen Sattel, in dessen Kern sich die Briloner Schiefer befinden. Es handelt sich um dunkle, kalkhaltige Tonschiefer, die den Rücken der Haar aufbauen. Bei Nehden existiert eine Mulde im Massenkalk, die aus oberdevonischen und kulmischen Schiefern besteht und durch Einbruch an Querstörungen entstanden ist (Abb. 2 und 3).

Im Süden grenzt der Massenkalksattel an eine aus Kulmschichten des Unterkarbons bestehenden Mulde, die Poppenberg-Grottenberg-Mulde. Diese steht in Verbindung mit dem Kulmgraben von Thülen, der sich im Osten in der Rösenbecker Mulde fortsetzt, die in die Kulmschiefersenke von Bredelar übergeht. Die Kulmschichten bestehen im wesentlichen aus weichem Tonschiefer. Südlich an die Kulmgebiete schließt der Hauptgrünstein des oberen Mitteldevons an, der den Nordabfall des Ostsauerländer Hauptsattels bildet.

Im Osten bricht der Massenkalk des Briloner Sattels zwischen Bleiwäsche und Madfeld an etwa 9 Staffelbrüchen ab. Das sich bis Essentho anschließende Gebiet besteht aus Kulmtonschiefern und Kulmgrauwackenschiefern sowie aus Grauwacken und Grauwackenschiefern der Arnsberger Schichten, deren Gesteine das angesprochene Gebiet eigentlich prägen. Die Grauwacken und Grauwackenschiefer befinden sich in unregelmäßiger Wechsellagerung und gehen gelegentlich in Tonschiefer über. Die Arnsberger Schichten ziehen sich im Norden um den Massenkalksattel herum und gehören dort der Nuttlarer Hauptmulde an. Im Norden endet der Briloner Sattel an Störungen.

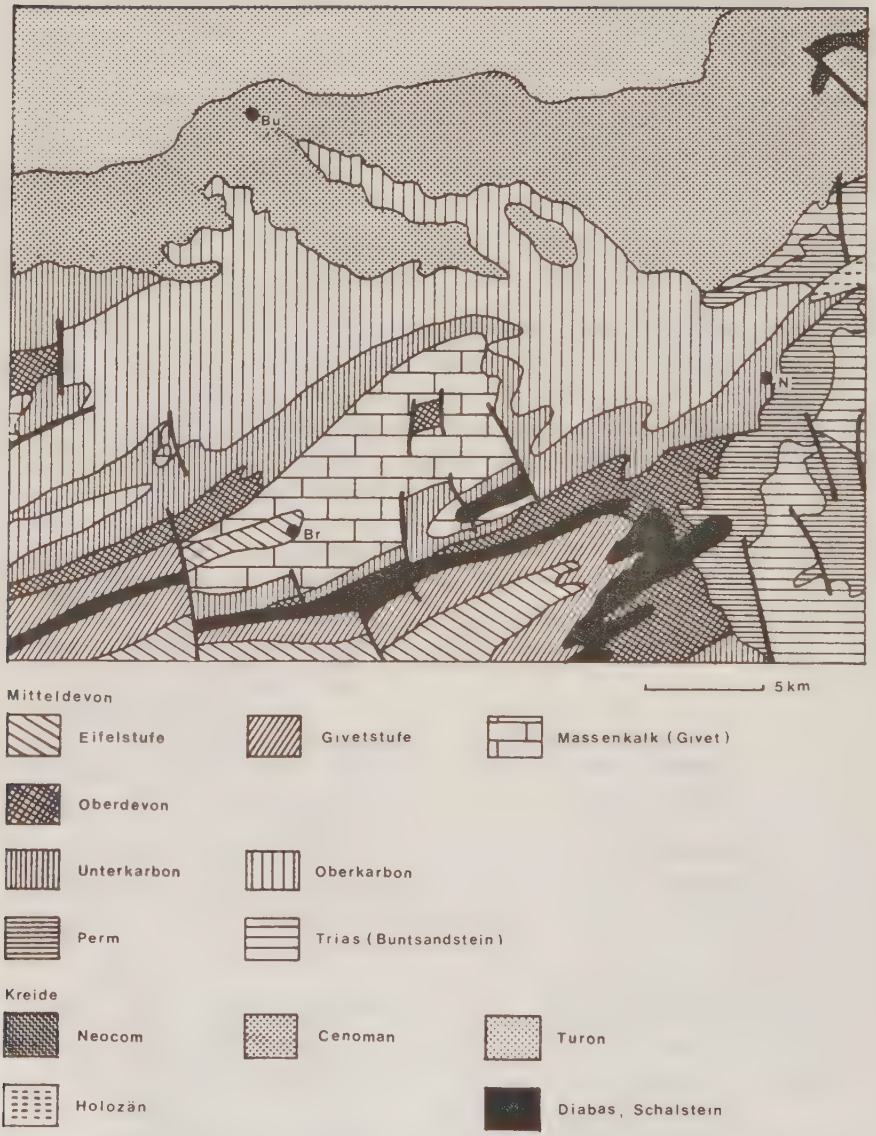
Im Nordwesten wird der Massenkalk von dem Oberdevon - Kulmkieselschiefer - Gebiet begrenzt, das petrographisch sehr differenziert ausgebildet ist. Daran schließen sich im Norden Tonschiefer und Grauwackenschiefer des Kulms an, die dann in die Arnsberger Schichten der Nuttlarer Hauptmulde übergehen. Im Scharfenberger Wald, nordwestlich von Scharfenberg befindet sich ein kleiner Sattel aus oberdevonischem Dorperkalk.

Im Westen endet der Briloner Sattel an der Altenbürener Querstörung. Der Hauptgrünsteinzug ist hier um etwa 2 km nach Norden verschoben und liegt auf der Höhe von Altenbüren. Die westlich anschließenden Schichten bestehen aus dunklen, kalkigen Tonschiefern des Mitteldevons (Abb. 3, Tab. 2).

Tab. 2: Gliederung des Grundgebirges im Untersuchungsgebiet
Quelle: Geologische Karten, Blätter - Brilon, Alme, Madfeld

		Stratigraphie	Petrographie
Karbon	Oberes	Arnsberger Schichten	Fein- bis mittelkörnige Grauwacken, Ton- und Grauwackenschiefer mit eingelagerten mächtigeren Grauwacken
		Kulmgrauwackenschiefer	Dunkelgraue Bänderschiefer mit dünnen Grauwacken
	Unteres	Kulmtonschiefer	Dunkelgraue und schwarze Tonschiefer
		Posidonienschiefer	Kieselige und kalkige Schiefer, Alaunschiefer und Kalkbänke
		Kulmkieselkalk	Vorwiegend hellgrauer Kieselkalk
		Lydit und Kulmkieselschiefer	Schwarzer Lydit, Kiesel- und Alaunschiefer

		Stratigraphie	Petrographie
			Ungegliederte Cephalopodenkalke
Oberdevon	Oberes	Dasbergschichten	Graugrüne, vielfach feinsandige Tonschiefer, mit Kalkknollen Graugrüne Tonschiefer mit Kalksandstein und Kalkknotenschiefern
		Hembergschichten	Foßley Clymenienkalk
	Mittleres	Nehdener Schichten	Blaugraue oder grünliche, ziemlich widerständige und ebenflächig spaltende Tonschiefer, vereinzelt mit Kalkknollenlagen Cheiloceras - Kalk
	Unteres	Adorfer Schichten	Gebänderte Mergelschiefer Flinzschiefer und -Kalke, Bänderschiefer und Kramenzelkalke Mandelstein und Diabasporphyrit Adorfer Kalk Dorper Kalk: hellgraublauer, dickbankiger Massenkalk
Mitteldevon	Oberes	Eskesberger Kalk	Hellgraublauer, dickbankiger Massenkalk
		Schwelmer Kalk	Dunkler, bankiger Massenkalk
		Padberger Kalk	Dunkelgrauer bis rötlicher kristalliner Kalk
		Finz	Schiefer und Kalk
		Roteisensteinlager	
		Briloner Schiefer	Dunkler, kalkiger Tonschiefer
		Hauptgrünsteindecke	Diabase, Diabasporphyrite, gebänderte Tuffite, Mandelsteine und Schalsteine
		Tentaculitenschiefer	Dunkelgraue bis schwarze, stark geschieferte milde Tonschiefer und kalkreiche Hangenschichten



Bü-Büren, Br-Brilon, N-Niedermarsberg, \ -Verwerfungen

Abb. 3: Geologie des Untersuchungsgebietes
Quelle: Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:500 000

1.2.2. Geologie der Paderborner Hochfläche[1]

Die Paderborner Hochfläche gehört zur Westfälischen Kreidebucht, einer geologischen Mulde, deren Achse von Nordwest nach Südost verläuft. Die Kreideschichten fallen mit 1° bis 5° (MÜLLER 1955, S. 171), am Westrand von Blatt Büren mit 3° bis 5° und bei Helmern - Atteln mit 7° (SCHULTE 1937, S. 38) der Mulde entsprechend ein. Am Eggegebirge versteilt sich der Einfall der Schichten auf 9 - 10°.

Die Schichtenfolge beginnt im eigentlichen Untersuchungsgebiet mit dem Cenoman, das diskordant dem gefaltenen Grundgebirge aufliegt. Erst östlich von Essentho befinden sich zwischen dem Cenoman auf dem Grundgebirge Zechstein und Buntsandstein. Die Schichten der Unterkreide sind im Bereich des Sintfeldes nicht vertreten. Unterkretazische Gesteine findet man zusammenhängend erst nördlich von Kleinenberg (südliches Eggegebirge).

Das Cenoman beginnt mit sandigen, an der Basis konglomeratischen Schichten, die sehr stark glaukonitführend sind. Die sandigen Schichten der Kreide sind nördlich der Straße Essentho-Fürstenberg nicht mehr vertreten. Hier finden sich gelblichgraue Mergel, die in ihrer unteren Fazies die Stelle des Grünsandes einnehmen, sonst jedoch über ihm liegen und 1 - 2 m mächtig sind. Im Hangenden des Grünsandes folgt der Cenomanpläner, ein 30 bis 40 m mächtiger blaugrauer Kalk mit Zwischenlagen aus Kalkmergeln. Der Cenomanpläner tritt als Stufenbildner auf. Auch der über dem Pläner folgende oberste Cenomankalk, ein reiner bläulichweißer Kalk von 20 m Mächtigkeit ist im Gelände häufig als kleine Stufe zu sehen. Die Verbreitung im engeren Untersuchungsgebiet beschränkt sich auf das Sintfeld und erstreckt sich von einer südlichen Linie Rüthen - Alme - Bleiwäsche - Essentho bis zu einer nördlichen Hemmern - Büren - Haaren. Die letztgenannten Orte liegen, außer Büren, schon auf dem Turon.

Das Turon bildet die nächste große Schichtstufe, die auf das Cenomanplateau aufgesetzt ist. An der Basis liegen 2 - 5 m mächtige mergelige Kalke, die Rotpläner, die von den mürben Labiatusmergeln überlagert werden, deren Mächtigkeit 20 - 25 m beträgt. Im Hangenden folgt der 50 - 60 m mächtige Lamarckipläner, der als Stufenbildner auftritt. Es handelt sich um blaugelbe bis weißliche Kalke mit geringem Tongehalt in Wechsellagerung mit dünnen Mergelbänken und Mergelkalken. Die folgenden Scaphiten- und Schloenbachi-Schichten, die

[1] Der Darstellung liegen folgende Arbeiten zugrunde:
STILLE 1904 a, 1904 b, 1904 c
PAECKELMANN und KÜHNE 1936 b
SCHULTE 1937 und ARNOLD 1964

beide im wesentlichen aus mergeligen Kalken bestehen, beginnen etwa an der nördlichen Begrenzung des Untersuchungsgebietes und erstrecken sich bis Geseke und Paderborn, wo sie von quartären Sedimenten überlagert werden (unberücksichtigt bleibt hier die Darstellung der Kreide im Vorland der Haar westlich von Rüthen und im Vorland der nördlichen Egge).

Das Senon ist als grauer toniger Mergel nur an einigen Stellen unter dem Quartär in der Umgebung von Paderborn aufgeschlossen (Abb. 3 und 4, Tab. 3).

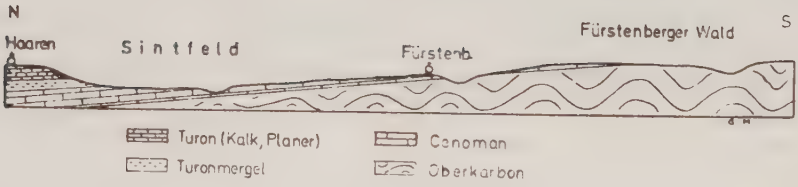


Abb. 4: Profil durch das Sintfeld
Quelle: MAASJOST 1973, S. 65

Zu erwähnen bleiben noch Zechstein und Buntsandstein am östlichen Rand des Arbeitsgebietes bei Essentho. Im Hangenden des oberen Zechsteinkalkes, der sich aus Kalken, Dolomiten und Letten zusammensetzt, folgt der untere Buntsandstein, teilweise als Grenzsand ausgebildet, mit feinkörnigen Sandsteinen und Tonen. Zechstein und Buntsandstein schieben sich zwischen die Kreide und das gefaltete paläozoische Grundgebirge.

Tab. 3: Gliederung der Kreide im Untersuchungsgebiet
Quelle: STILLE (1904 a, b, c), SCHULTE (1937), ARNOLD (1964)

	Stratigraphie	Petrographie
Senon	Emscher	grauer, toniger Mergel
Turon	Schloenbachi-Schichten	gelblichweißer, mergeliger Kalk
	Scaphiten-Schichten	graublauer, mergeliger Kalk
	Lamarckipläner	blaugelbe bis weißliche, harte Kalke, mit dünnen Mergelbänken wechsellagernd
	Labiatus Schichten	mürber grauer bis gelblicher Mergel
	Rotpläner	mergelige Kalke
Cenoman	Cenomankalk	dichte, reine Kalke, weiß bis bläulichweiß
	Cenomanpläner	blaugraue bis gelbliche, dickbankige Plänerkalke
	Cenomanmergel/ -grünsand	gelblicher und grauer, bröckeliger Mergel/glaukonitführende Sande, an der Basis konglomeratisch

1.2.3. Kreiderelikte auf der Briloner Hochfläche

Südlich des zusammenhängenden Verbreitungsgebietes der Kreide befinden sich auf der Briloner Hochfläche petrographisch unterschiedliche kretazische Relikte, die von einer ehemals zusammenhängenden, mindestens die Briloner Hochfläche überlagernden Kreidedecke zeugen. Die Kreidereste sind in verschiedenen Höhenlagen sowohl in flacher Lagerung auf dem Massenkalk als auch in Dolinen und Spalten anzutreffen. Petrographisch handelt es sich um glaukonitführende und glaukonitfreie Sande. Während die ersteren dem Cenoman angehören, müssen die letzteren nach HEITFELD (1957, S. 103 f) in das Neocom eingestuft werden. Weitere Darstellungen hinsichtlich Lagerung und paläogeographischer Bedeutung der Kreiderelikte werden in dem Kapitel 2.3. gegeben.

Sehr häufig ist im Bereich des Briloner Massenkalkes das Auftreten von Blöcken verkieselter Kreide, die z.T., wie zwischen dem Madfelder Holz und dem Immental bei Nehden, größere Blockfelder bilden. Auch auf den Kulmgesteinen des Thülener Grabens kommen untergeordnet Kreidequarzite vor (PAECKELMANN und KÜHNE 1936 b, S. 32). Die beiden Verfasser glauben, daß die Verkieselungsprozesse entweder im Tertiär oder in jungcenomaner Zeit möglicherweise in Verbindung mit dem Rückzug des Plänermeeres vonstatten gingen. HEITFELD (1957, S. 110 f) dagegen nimmt an, daß die Hauptverkieselung vor Ablagerung des Rüthener Grünsandsteins erfolgte, da die abgerollten ideomorphen Quarze des Grünsandes mit dem Verkieselungsprozess in Verbindung standen. Auch sind die Neocomrelikte auf dem Briloner Massenkalk wesentlich stärker verkieselt als jene des Rüthener Grünsandes.

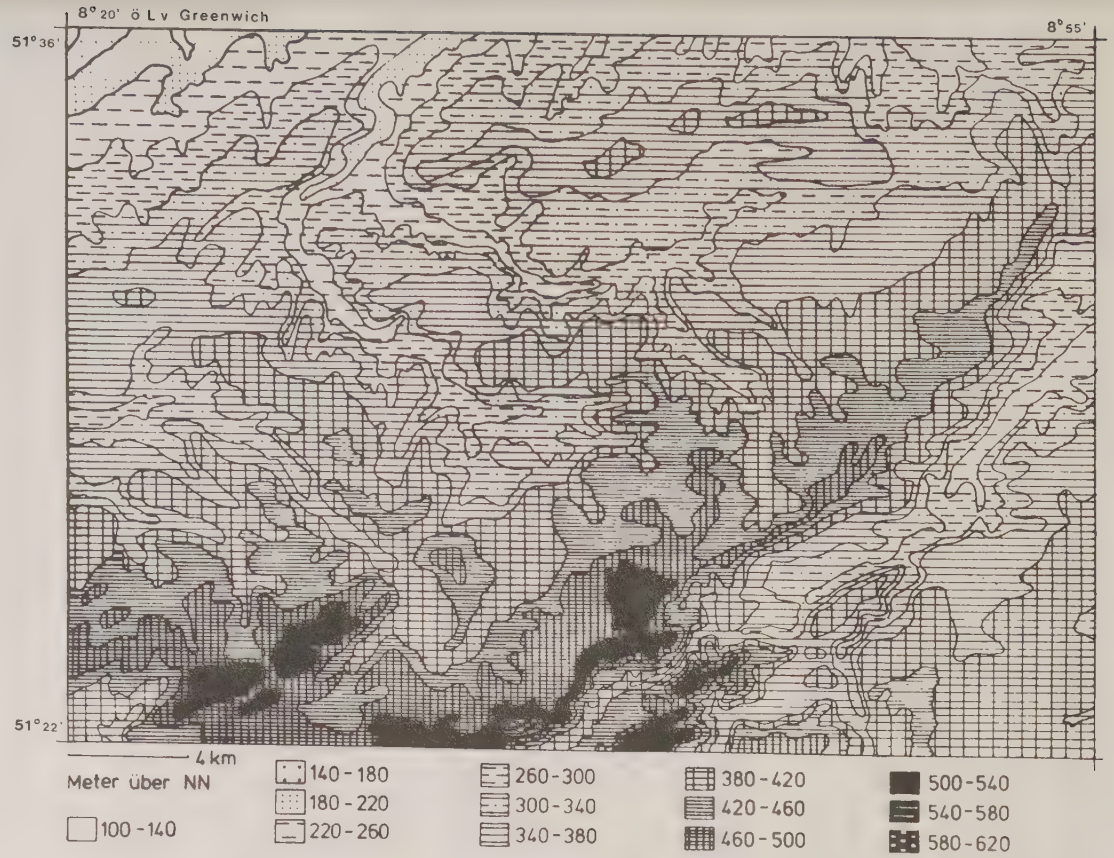


Abb. 5: Die Höhen des Untersuchungsgebietes

1.3. Orographische Grundzüge und Entwässerung

Die Orographie des Untersuchungsgebietes wird durch seine Lage auf der nördlichen Abdachung des Rheinischen Schiefergebirges sowie durch die unterschiedliche Gesteinsausbildung bestimmt.

Während der Briloner Massenkalk eine überwiegend flächenhafte Morphologie aufweist, ist das umliegende, aus unlöslichen paläozoischen Gesteinen bestehende Gebirge dominierend durch Täler geprägt. Besonders deutlich wird der Plateaucharakter des Massenkalkes in seinem südöstlichen Bereich bei Rösenbeck. Dieser Teil der Hochfläche erreicht 500 bis 540 m Höhe. Der übrige, etwas stärker reliefierte Teil des Massenkalkes sowie das östlich bis Essentho anschließende Grauwacken- und Schiefergebiet bewegen sich zwischen 440 und 480 m Höhe. Diese Höhenlagen werden von einer breiten Eintiefung zwischen Brilon und Alme in 400 bis 430 m unterschritten. Südlich der Briloner Hochfläche steigt das Gebirge beträchtlich an. Die Kuppen des Hauptgrünsteinzuges erreichen bis 600 m Höhe und gipfeln im südöstlich von Brilon gelegenen Billstein (620 m).

Im Sinne der Abdachung nehmen die allgemeinen Höhenlagen von Süden nach Norden stetig ab. Das Grundgebirge unmittelbar nördlich der Briloner Hochfläche bewegt sich zwischen 430 und 460 m Höhe. Im Bereich der Alme verringern sich die Höhenlagen auf 420 bis 400 m. Das Gebiet ist durch die Täler der Alme und Nette sowie deren Seitenbäche stark zerschnitten. Alme und Nette haben sich bis auf 280 m eingetieft.

Die geschlossene Kreidedecke der Paderborner Hochfläche setzt bei 420 bis 450 m ein. Die Landoberfläche des Sintfeldes fällt bis zur nördlichen Begrenzung des Untersuchungsraumes langsam bis auf 350 m ab, um dann rasch, bis zum Flußlauf der Alme, Höhen unter 200 m zu erreichen. Parallel zur Afte greift ein breiter Talzug in das Sintfeld ein, der bei Wünnenberg in 340, bei Büren nur noch in 280 m Höhe ausgebildet ist.

Die Landschaft des Sintfeldes besitzt flächenhaften Charakter, der durch die flache Lagerung der kretazischen Gesteinsschichten begünstigt wird. Die Täler der Alme und Afte, sowie deren zahlreiche Nebenbäche, haben sich teilweise bis zu 100 m in das Sintfeld eingetieft (Abb. 5).

Die Entwässerung der Briloner Hochfläche erfolgt zum größten Teil unterirdisch. Die Karstgewässer treten am nördlichen Rand der Hochfläche hauptsächlich durch die Almequellen und den in unmittelbarer Nähe befindlichen Moosspring wieder an die Oberfläche. Einige Wege der unterirdischen Karstwässer konnten bisher

nachgewiesen werden. So besteht eine Verbindung zwischen den Schwalgen der Aamühlen (westlich Brilon) und den Almequellen. Teilweise fließt das Wasser auch zum Tal des Goldbaches ab, der südwestlich von Wülfte in die Möhne mündet (HUMMELL und HOFFMANN o.J., in: FEIGE 1970, S. 18).

Oberirdisch wird die Briloner Hochfläche durch die kleinen Bachläufe der Aa und der Hunderbecke entwässert. Letztere geht unmittelbar in die Möhne über, welche die Briloner Hochfläche in nordwestlicher Richtung verläßt. Bei Rüthen biegt die Möhne am Haarstrang nach Westen ab. Kleinere Bäche der Hochfläche, wie die Untrügge und der Rösenbecker Bach, verlieren sich rasch in den Schwalgen (Abb. 6).

Die Alme fließt vom nördlichen Rand des Massenkalksattels nach Nordwesten. Sie tieft sich 100 m in den Cenomankalk der Paderborner Hochfläche ein. Bei dem Ort Büren biegt sie nach Nordosten und mündet, nach einer weiteren Richtungsänderung gen Norden, bei Paderborn in die Lippe (Abb. 1 und 6).

Die Entwässerung des Sintfeldes erfolgt oberirdisch durch die Afte, deren Zuläufe Aa und Karpke im Fürstenberger Wald entspringen. Die Afte wendet sich von Wünnenberg zunächst nach Westen, später nach Nordwesten und mündet bei Büren in die Alme. Die Eintiefung des Flusses in die Kreideschichten beträgt bis zu 70 m.

Da sich Alme und Afte in ihrem Lauf durch das Sintfeld bereits durch das Cenoman bis auf das paläozoische Grundgebirge eingeschnitten haben, kommt es im Bereich des Flußbettes nicht zu karsthydrographisch bedingten Wasserversickerungen, wie sie im Mittellauf der Alme unterhalb von Büren oder auf den Hochflächen wirksam werden.

Die starke Verkarstung der Paderborner Hochfläche führt dazu, daß an zahlreichen Stellen das Wasser in den klüftigen Kalken versickert und die Bachläufe während der Sommermonate partiell versiegen. Der unterirdische Wasserfluß ist nach Nordwesten gerichtet, wo das Wasser am Rande der Paderborner Hochfläche durch die reichlich vorhandenen Karstquellen wieder an die Oberfläche tritt (STILLE 1903 a, BODE 1954, HENKEL 1974).

Abb. 6: Rezentes Gewässernetz des Untersuchungsgebietes

1.4. Übersicht über die Literatur

1.4.1. Literatur zum Rheinischen Schiefergebirge

Die Anfänge der geomorphologischen Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges standen unter dem Einfluß der Zyklenlehre von DAVIS (1899). Die Peneplains (Fastebenen) des Gebirges wurden generell als Endrümpfe angesehen, die als Endstadium der Reliefentwicklung gedeutet wurden. Hebungen des Gebirges führten zur Zerschneidung und Bildung einer neuen Peneplain in Meeresniveau.

Während BRAUN (1916) die Existenz einer einzigen, das ganze Rheinische Schiefergebirge umspannenden "Germanischen Rumpffläche" annahm, erkannte PHILIPPSON (1899, 1903), daß in einer höheren Rumpffläche die sogenannte "Trogfläche" eingetieft ist, der er pliozänes Alter zuordnete. Die "Trogfläche" wird als die älteste Talfläche des Rheins angesehen. STICKEL (1927) unterschied hingegen zwei Rumpfflächen. Nach Ausbildung der eozänen R_2-Fläche konnte sich nach einer tektonischen Hebung im Oberoligozän die R_1-Fläche bilden. Der Trogfläche PHILIPPSONS werden zwei Stufen zugeordnet, worunter sich noch ein pliozäner Talboden (Kieseloolithterrasse) befindet.

Auch die Piedmont-Treppen Theorie PENCKS (1924) beeinflußte die morphologische Forschung im Rheinischen Schiefergebirge. Nach dieser Theorie resultiert die Entstehung der Rumpftreppen aus einer kontinuierlichen Gebirgshebung, wobei die zentralen Teile der Rumpfflächen zu Endrümpfen werden können. Derartige Flächentreppen wurden von KOCKEL (1926), OESTREICH (1927), GELLERT (1928) und HARTNACK (1929) beschrieben, wobei allerdings keine einheitlichen Angaben über Anzahl und Alter der Flächen gemacht wurden.

Die klimagenetische Morphologie repräsentierte eine Wende in der morphologischen Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges, denn das Klima wurde nun als wichtiger reliefbildender Faktor erkannt. Die bahnbrechende Arbeit war das "System der klimatischen Geomorphologie" von BÜDEL (1948). In zahlreichen Untersuchungen haben BÜDEL (1957, 1958, 1965, 1966) und LOUIS (1957, 1964, 1968) die morphologischen Formen und den Mechanismus der Flächenbildung tropischer Gebiete zu deuten versucht. Ein Vergleich mit den Altflächen des Rheinischen Schiefergebirges zeigte, daß diese unter ehemals tropischem oder subtropischem Klima entstanden sein müssen. Die geomorphologischen Prozesse, die zur Ausbildung der Verebnungen führten, waren demnach qualitativ von den rezenten morphologischen Prozessen verschieden.

BAKKER und LEVELT (1964) konzipierten eine Theorie der polyklimatischen Entstehung der tertiären Rumpfflächen der Mittelgebirge. Rumpfflächen sind das Ergebnis eines Wechsels von aridem Klima und warmfeuchtem Klima. In den Perioden ariden Klimas neigen die Gewässer durch hohen Schuttanfall zur Tiefen- und Seitenerosion, das warmfeuchte Klima führt hingegen zu einer intensiven chemischen Verwitterung und zur Geländeabspülung.

Während für die höher gelegenen alttertiären Rumpfflächen noch übereinstimmend eine Anlage unter warmfeuchtem Klima und den damit zusammenhängenden flächenbildenden Prozessen angenommen wird, sind die Entstehungsbedingungen der jungtertiären Verebnungen hinsichtlich der klimatischen Gegebenheiten und den damit verbundenen morphodynamischen Prozessen noch strittig.

LOUIS (1953) äußerte Zweifel an den traditionellen Vorstellungen über die Entstehung der Flächen des Rheinischen Schiefergebirges. Seine Untersuchungen richten sich vornehmlich auf die Trogflächen längs der Mosel. Die Problematik liefert einerseits die besondere Breite der Trogflächen, andererseits die Tatsache, daß tertiäres Material unterhalb pleistozäner Terrassen zu finden ist. LOUIS (1953, S. 18) nimmt an, daß ein alttertiäres Talnetz verschüttet worden ist. Es ist demnach mit einer stark reliefierten alttertiären Landschaft zu rechnen. Die Entstehung der Trogflächen wird in erster Linie als Einebnungswerk der seitlichen Erosion der aufschüttenden Gewässer (1953, S. 38) angesehen. Der Verschüttungsvorgang hat vom Mitteloligozän bis wahrscheinlich ins Miozän gereicht und kann nicht nur lokal begriffen werden. Während der postmiozänen Ausräumung schnitten sich die Flüsse epigenetisch ein, wobei Laufänderungen möglich waren.

BIRKENHAUER (1965, 1970) hat die Ergebnisse von LOUIS (1953) aufgegriffen und durch eigene Untersuchungen ergänzt. BIRKENHAUER (1973) unterscheidet drei geomorphologische Reliefgenerationen:

1. Bis einschließlich Unteroligozän wurden unter tropisch warmfeuchtem Klima Rumpfflächen gebildet.
2. Zwischen dem Mitteloligozän und dem Altpleistozän bildeten sich unter einem "subtropisch-intermediären" Klima Verebnungen unter lateralerosiven Prozessen, die eine Ausweitung der Flächen bewirkten. Deren Genese kann nicht durch tropische Flächenbildung erklärt werden. Die Verebnungen resultieren aus einer oligo-/miozänen und einer plio-/pleistozänen Verschüttungsphase im Zusammenhang mit einer starken Seitenerosion. Die Datierung der Niveaus negiert die bisherige Vorstellung einer kontinuierlichen Altersabfolge von den höher gelegenen zu den niedrigeren Flächen.

3. Im Pleistozän setzte eine Talbildung ein, durch Hebungsphasen des Rheinischen Schiefergebirges und kalte Klimabedingungen hervorgerufen.

Entgegen diesen Annahmen weisen die Befunde von BIBUS (1971) aus dem südöstlichen Taunus und seinen Randgebieten auf ein warmes und feuchtes Klima auch im jüngeren Tertiär hin, das eine intensive und tiefgründige Verwitterung ermöglichte. Zeugen dieser klimatischen Bedingungen sind mächtige pliozäne Verwitterungsprofile der Wetterau. Die pliozänen Flächenterrassen sind Übergangsformen zwischen den tertiären Niveaus und den pleistozänen Tälern. Sie sind unter einem flächenbildenden Klima durch vorwiegend fluviatil-erosive Dynamik entstanden. BIBUS (1971) stellt eine völlige chemische Übereinstimmung fest und schließt daraus auf ähnliche Verwitterungsprozesse, die während des Tertiärs abliefen. Das spricht gegen die von BIRKENHAUER (1970) für verschiedene Perioden des Tertiärs angenommene signifikante Zusammensetzung der Tonmineralien.

Am unteren Mittelrhein konnte BIBUS (1980) nachweisen, daß eine oligozäne Talverschüttung mit lateraler Flächenbildung i.S. BIRKENHAUERS (1973) nicht stattfand. Die oligozänen Verebnungen zeichnen sich durch mehrere Meter mächtige kaolinitische Zersatzzonen aus. Kaolinithaltige Sedimente können vereinzelt auch auf den pliozänen Flächen nachgewiesen werden.

HÜSER (1973) wendet sich kritisch gegen die Befunde von BIBUS (1971), indem er der Wetterau eine lokale Besonderheit zuordnet und die Möglichkeit andeutet, die angeführten Substratdecken könnten bereits im Alttertiär angelegt und die Bildung der jüngeren Fläche in dieser Verwitterungszone erfolgt sein.

HÜSER (1972) und MÜLLER (1973) kommen in ihren Untersuchungen im Taunus zu ähnlichen Ergebnissen. HÜSER (1972) postuliert einen klimatischen Umbruch im Unteroligozän. Ein humides tropisches Klima mit intensiven tiefgründigen Verwitterungsprozessen "wechselte u.U. zu subtropischen Bedingungen und führte zu einer ausgeprägten Selektivverwitterung der Gesteine" (HÜSER 1972, S. 170). Auf das humide Tropenklima, das nur die höchsten Stockwerke bei ca. 500 m Höhe prägte, weisen kaolinithaltige Tone hin. Die schon stark reliefierte unteroligozäne Landschaft ist durch Schotter und Tone erheblich verschüttet worden. Die Schotterbildung wurde durch Hebung des Gebirges und Änderung der klimatischen Bedingungen möglich. Der Mechanismus der Flächenentstehung basiert einerseits auf Prozessen der Pedimentbildung, andererseits auf Formungsprozessen, die sich aus einem langen Transportweg der Schotter ergeben (HÜSER 1972, S. 165). Die Schotter wurden im Miozän ausgeräumt, während im Oberpliozän wiederum Flächenbildung bei Senkung des Gebirges und gleichzeitiger Sedimentation einsetzte.

MÜLLER (1973) postuliert ebenfalls zwei Klimaabschnitte im Tertiär. Während die Rumpfflächen über 450 m Höhe einem tropischen Klimatyp zugeordnet werden, ist die Bildung der niedrigeren Verebnungen auf einen anderen Klimatypus zurückzuführen. Die Abtragungsprozesse änderten sich parallel zu einem Klimawechsel im Mitteloligozän. Die alte Verwitterungsrinde wurde erodiert und in Form von weiten Schotterebenen im Vorland akkumuliert. Klimatisch soll ein "jahreszeitlicher Wechsel von Perioden mit hohen, in kurzen Zeiträumen fallenden Niederschlägen und Trockenphasen" stattgefunden haben (MÜLLER 1973, S. 73). Der daraus resultierende Verwitterungsprozeß arbeitet selektiv, d.h. er erfaßt nur die weniger resistenten Gesteine. Die Bildung der oberen und unteren Trogfläche ist im Sedimentationsraum durch Verschüttung eines älteren Reliefs und laterale Ausweitung zu erklären. Die obere Trogfläche ist deshalb jünger als die untere. Im Hinblick auf die Verschüttungsprozesse werden allerdings kritische Einwände gemacht. Eine weitreichende Verschüttung, etwa i.S. von LOUIS (1953) oder BIRKENHAUER (1965 etc.), ist aufgrund der zu erwartenden Gebirgsabtragung nicht denkbar. Die unterschiedlichen Höhenlagen der Schotter sind hauptsächlich durch tektonische Verstellungen zu deuten.

Mit Kalkgebieten im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge befaßten sich zuletzt WENZENS (1974) und SCHMIDT (1975).

WENZENS (1974a) deutet die Iserlohner Kalksenke als petrographisch bedingte Variante im Rahmen der allgemeinen tertiären Reliefbildung des nördlichen Sauerlandes. In die oligozäne Rumpffläche, die in 340 - 370 m Höhenlage lösliche und unlösliche Gesteine schneidet, tiefte sich durch karstkorrosive und vermutlich auch fluviatile Prozesse die "Hauptverebnung" in 300 m Höhe ein, die als Trogfläche i.S. PHILIPPSONS (1927, S. 3) aufzufassen ist. In diese Senke transgredierte das Oberoligozänmeer, wie die glaukonitführenden Sande einer Dolinenfüllung in Beckum belegen. Der 300 m - Verebnung kommt somit mindestens oligozänes Alter zu. In die 300 m "Hauptverebnung" tiefte sich karstkorrosiv eine weitere Senke bis auf 250 m Höhe ein, die als miozänes bis altpleistozänes Polje zu deuten ist. Die miozänen Rotlehme des Felsenmeeres bei Hemer bezeugen eine intensive chemische Verwitterung auch im jüngeren Tertiär. Die Uranlage der Hönne erfolgte im Altpleistozän durch rückschreitende Erosion, wodurch eine fluviatile Verbindung des Poljes mit dem Ruhrtal geschaffen wurde.

SCHMIDT (1975, S. 73 ff) interpretiert die Iserlohner Kalksenke im Bereich der Hönne ebenfalls als Polje, setzt jedoch einen oberirdischen Abfluß voraus. Die lokale Erosionsbasis ist das mit einer Gefällstufe innerhalb der nördlich an den Massenkalk grenzenden undurchlässigen Gesteine ansetzende Hönnetal.

Auch im Bereich der übrigen, den Massenkalkzug querenden Bächen werden die Bildungsbedingungen eines Durchflußpoljes angenommen und die Iserlohner Senke als Aneinanderreihung einzelner Poljen gedeutet. Hinsichtlich der Altersstellung wird die 300 m Verebnung der Kalksenke als mindestens oligozän angesehen. SCHMIDT (1975) widerspricht der Auffassung WENZENS (1974 a), daß der Glaukonit der Sande in der Beckumer Doline eine primäre Flachwasserbildung ist, sondern sieht in ihnen ein Umlagerungsprodukt der Kreide. Die Sande sollen, nach einem Vergleich mit ähnlichen Verwitterungsresiduen der Briloner Hochfläche (SCHRIEL 1954a). oligozänes Alter aufweisen.

SCHMIDT (1975, S. 134 ff) postuliert wie HÜSER (1972) und MÜLLER (1973) einen Klimaumschwung im Oligozän mit den Auswirkungen selektiver Verwitterungsprozesse. Diese Schlußfolgerung beruht auf der Tatsache, daß die Kalkgebiete andere morphologische Formen aufweisen, insofern eine selektiv arbeitende Verwitterung angenommen wird.

Die Ergebnisse von BIRKENHAUER (1965 etc.) werden von BREMER (1978, S. 201) sehr kritisch beurteilt. BREMER zeigt aufgrund eines aktualistischen Vergleichs der morphologischen Befunde des Rheinischen Schiefergebirges mit Befunden aus den rezenten immerfeuchten Tropen, daß auch dort Schottervorkommen auftreten, die Altschotter der Eifel also nicht notwendig mit einem "intermediären" Klima zu verbinden sind. BREMER (1978, S. 202, Fußnote) weist nach, daß auch in den immerfeuchten Tropen exponierte Felsflächen existieren und Quarz sowie Quarzit auch meist verwitterungsresistent sind. BREMER (1978) sieht die tertiäre Reliefentwicklung der Eifel als "weitgehend unter tropischen Bedingungen erfolgt" (S. 195).

1.4.2. Literatur zum eigentlichen Untersuchungsgebiet

Die Auffassung PAECKELMANNS (1931), die Landoberfläche des Rheinischen Schiefergebirges sei die altpermische Rumpffläche, wurde von NEUMANN (1935) sehr kritisch beurteilt. NEUMANN (1935) erkannte im Bereich von Marsberg zwei Niveaus, die in 530 m und 440 m Höhe liegen. Die 530 m - Fläche, deren Ausläufer der Totenkopf und der Liebfrauenberg sind, zieht sich westlich bis nach Brilon hin, die 440 m - Fläche greift längs des Hoppecketals in das 530 m - Niveau ein und schließt sich nordwärts zu großen Flächen zusammen. NEUMANN (1935, S. 485) bezeichnet das 440 m - Niveau "als jünger als die Kreide", da

es als Kappungsfläche von den kretazischen Gesteinen östlich Essentho in das Grauwackenschiefergebiet westlich des Ortes verläuft, und im weiteren auch über den Zechstein und Buntsandstein Waldecks hinüber zieht. Insofern erweist sich dieses Niveau als unabhängig von der präpermischen Landoberfläche, die PAECKELMANN (1931) für den Nordosten des Rheinischen Schiefergebirges postulierte.

PAECKELMANN (1937) bestreitet für das Marsberger Gebiet die Existenz einer solchen Kappungsfläche und hält eine "Rumpftreppe mit mehreren postoligozänen Randflächen" (PAECKELMANN 1937, S. 80) im Sauerland nicht für gegeben. Die mesozoischen Gesteine sollen unmittelbar auf der altpermischen Landoberfläche liegen. Diese taucht unter dem Mesozoikum auf und zieht sich in das Sauerland hinein. Die postcenomane Abtragung wird so gering veranschlagt, daß durch sie keine Einebnungsflächen geschaffen worden sind.

Die umfangreiche morphologische Bearbeitung des Waldecker Raumes und des östlichen Sauerlandes von KÖRBER (1956) umgreift große Teile des eigenen Arbeitsgebietes. Neben der Darstellung tertiärer Niveaus ist auch die Kreideauflagerungsfläche Gegenstand der Untersuchung. Diese betrachtet KÖRBER (1956) nicht als die permische Rumpffläche, da sie sich vom gefaltenen Schiefergebirge auf Zechstein und Buntsandstein fortsetzt. Beide Flächen sind nicht miteinander identisch, was auch an Hand der Oberflächenformen zu belegen ist. Während die präcenomane Fläche sich als Ebenheit auszeichnet, zeigt die permische Fläche "im Allgemeinen ein bedeutendes Relief" (KÖRBER 1956, S. 89). Im Bereich der Briloner Hochfläche ist die präcenomane Fläche in wenig verändertem Zustand zu finden. Sie setzt "Auf dem Hamm" ein und zieht sich nach Norden als wiederaufgedeckte Verebnung bis zum Kreiderand hin.

Auch SCHULTE (1937, S. 18) hält die Briloner Hochfläche für die wiederaufgedeckte Transgressionsfläche des Kreidemeeres, da sich in Strandnähe abgelagerte Kreidereste auf der Hochfläche befinden.

Den eigenen Untersuchungsraum betreffend unterscheidet KÖRBER (1956) zwei tertiäre Verebnungen, das Grönebacher Niveau (540 - 550 m) bei Rösenbeck und die Höhnscheid-Fläche (465 - 480 m) im Gebiet von Madfeld. Die Höhnscheid-Fläche liegt nördlich von Essentho auf den Cenomankalken in 435 m bis 450 m Höhe. KÖRBER (1956) verfolgt die Flächen des östlichen Sauerlandes bis in den Westerwald, wo sich datierbares Tertiär befindet. Daraus resultieren folgende Altersbestimmungen: das Grönebacher Niveau ist älter als ober- bis mitteloligozän, die Höhnscheid-Fläche wird in das Ober- bis Mitteloligozän eingestuft.

SCHRIEL (1954 a), der mit Hilfe tertiärer Verwitterungsresiduen das Alter der Vererzung im Briloner Raum bestimmte, verweist auf Sande, "denen nach ihrem petrographischen Habitus und ihrer Lagerung tertiäres Alter zuzusprechen ist. Ein Vergleich mit den Lagerstätten der Paffrather Kalkmulde ergibt alttertiäres Alter" (SCHRIEL 1954a, S. 226). Da diese Sande nur im Bereich von Brilon gefunden wurden und nur geringe Transportbeanspruchung zeigten, sollen sie in ein lokales "limnisches Tertiärbecken" des tiefgelegenen Massenkalkes eingespült worden sein. Die Sande befinden sich in verschiedenen Höhenlagen, deshalb sind nach ihrer Sedimentation tektonische Bewegungen anzunehmen.

HEMPEL (1962) gliedert auf dem Haarstrang sowie der Paderborner und Briloner Hochflächen eine Vielzahl von Niveaus aus, deren Altersstellungen i.w. durch den Rückgriff auf die Ergebnisse von KÖRBER (1956) festgelegt werden. Die Niveaus, die sich nicht mit Flächen von KÖRBER (1956) korrelieren lassen, werden innerhalb der Alterseinstufung zwischen die benachbarten, datierbaren Verebnungen eingebunden.

Auf der Briloner Hochfläche werden zwei Niveaus ausgegliedert. Das Beckenrandniveau in 480 - 500 m Höhe wird mit der Höhnscheid-Fläche von KÖRBER (1956) parallelisiert und in das mittlere bis obere Oligozän gestellt. Das intramontane Niveau (420 - 430 m) datiert HEMPEL (1962) in das obere Oligozän bis mittlere Miozän und zwar auf Grund seiner relativ tieferen Lage zum Beckenrandniveau.

Im Gebiet der Paderborner Hochfläche und des Haarstranges werden von HEMPEL (1962, S. 30 ff) neun Verebnungen auskartiert, wovon zwei im Bereich des Untersuchungsgebietes liegen. Das Haarhöhenniveau II in 380 m Höhe wird in das mittlere Miozän gestellt, das Haarhöhenniveau I in 360 m Höhe in das obere Miozän bis untere Pliozän. Das Haarhöhenniveau I parallelisiert HEMPEL (1962) mit der unteren Waldecker Fläche von KÖRBER (1956).

FEIGE (1961) hat den Karstformenschatz und die Talentwicklung im Bereich der Paderborner Hochfläche bearbeitet. Die Verkarstung (FEIGE 1961, S. 29 ff) bewirkt zunächst eine geringe Flußdichte, die (nach SUERKEN, 1909) 0 bis höchstens 1 km Lauflänge/km^2 beträgt. Die Bäche verzeichnen eine starke Abnahme der Wasserführung, sobald sie die Kalkhochfläche erreicht haben und versickern oft vollständig in zahlreichen Bachschwinden. Die meisten kleinen Nebentäler der Flüsse liegen trocken oder führen höchstens temporär Wasser. Auf der Linie Paderborn-Salzkotten-Störmede treten die unterirdischen Gewässer als Karstquellen hervor. Verschiedene Wege der unterirdischen Wasserzirkulation werden aufgezeigt.

Zum Karstformenschatz der Hochfläche gehören ebenfalls Dolinen, die sehr häufig, aber in unterschiedlicher räumlicher Verbreitung auftreten. In großer Zahl sind sie im Turon vorhanden, oft in NNW oder NNE verlaufenden Reihen ausgerichtet. Im Cenoman sind Dolinen selten ausgebildet. Die Erdfälle entstehen durch unmittelbares Einstürzen oder langsames Sacken.

Um das Alter der Verkarstung festzustellen, werden Befunde von der Briloner Hochfläche hinzugezogen. Dort soll die Verkarstung bereits im Tertiär begonnen haben, da in einer Doline am Hessenkamp alttertiäre Mangan- und Eisenerze gefunden wurden (PAECKELMANN 1928b, S.258 ff). Als zusätzliche Beweise werden nicht näher lokalisierte miozäne und oligozäne Sande der Briloner Hochfläche benannt.

Da sich auf der Paderborner Hochfläche keinerlei tertiäre Residuen befinden, wird eine tertiärzeitliche Verkarstung dieses Gebietes in Zweifel gezogen. Der Beginn der Verkarstung wird mit Hilfe der trockenen Hängetäler über dem Alme- und Aftetal festgelegt. Die Trockentäler, die nur wenig in die Hochfläche eingesenkt sind, müssen zu einer Zeit entstanden sein, als die großen Flußtäler, in die sie ebensohlig mündeten, nur wenig eingetieft waren. Da dies nur vor der Schrägstellung der Kreideschichten der Fall war, wird der Beginn der Verkarstung mit der jungtertiären Kippung der Kreide festgesetzt (FEIGE 1961, S. 57 f).

Hinsichtlich der Talentwicklung konstruiert FEIGE (1961, S. 20 ff) ein tertiäres Flußsystem, das einer angenommenen damaligen Abdachung nach Westen folgte. Eine tertiäre Urmöhne nahm ihren Weg von der Egge durch das Aftetal und das in umgekehrter Richtung durchflossene Almetal über Büren und Rüthen zum rezenten Möhnelauf (vgl. Kap. 3.2.).

In einer heimatkundlichen Darstellung ordnet FEIGE (1970, S. 6 ff) der Briloner Hochfläche Rumpfflächencharakter zu. Bezüglich der Ausbildung von Verebnungen beruft sich FEIGE (1970) auf KÖRBER (1956) und HEMPEL (1962). Auf der Hochfläche sollen wenigstens zwei Niveaus ausgebildet sein, deren Höhenlagen im Bereich von Brilon ca. 480 - 500 m und 420 - 430 m betragen. Die Niveaus greifen auch in die umliegenden Schiefergebiete ein, sind dort aber nur auf kleine Flächen beschränkt.

FEIGE (1970, S. 8 ff) beschreibt die verschiedenen Karstformen des Massenkalkes. Es ist zur Ausbildung von Karren, Dolinen, Schwalgen, Höhlen und Trockentälern gekommen. Einige Wege der unterirdischen Gewässer werden dargestellt (vgl. Kap. 1.3.).

MAASJOST (1962, S. 4 ff / 1973, S. 54 f) charakterisiert die Paderborner Hochfläche als Schichtstufenlandschaft. Die Bildung der Cenoman- und Turonstufen wird von harten Kalken abhängig gemacht, die über weichen Mergellagen als Stufenbildner hervortreten. Die Abdachung ist allerdings nicht mit den Schichtflächen konkordant. Unter Bezugnahme auf HEMPEL (1962) wird die Hochfläche als eine Schnittfläche dargestellt, "die darüber hinaus noch von treppenförmig übereinanderliegenden Abtragungsflächen geschnitten wird" (MAASJOST 1973, S. 55).

In der jüngeren Bearbeitung werden die wesentlichen Karstformen der Hochfläche beschrieben. MAASJOST (1962, S. 10 ff) unterscheidet Trockentäler, Bachschwinden, Klufthöhlen und Dolinen. Die Dolinen liegen oft, den Spalten und Verwerfungslinien folgend, in Reihen. Die meisten haben einen Durchmesser von 10 - 12 m und weisen eine Tiefe von 5 - 8 m auf. In den Bachschwinden oder Schwalgen versickern die oberirdisch fließenden Bäche und gehen in die unterirdischen Gewässer über. Diese verlaufen gemäß dem Einfallen der Kreideschichten zum Innern der Westfälischen Bucht. Hinsichtlich der Karsthydrographie orientiert sich MAASJOST (1962, S. 14 f; 1973, S. 55 f) an STILLE (1903 a).

Nach HENKEL (1974, S. 69 ff) wird die Paderborner Hochfläche einerseits durch die Cenoman- und Turonschichtstufe gegliedert, andererseits durch tiefeingeschnittene und breitsohlige Kastentäler. Die Trockentäler der Hochfläche führen nur nach langanhaltenden Niederschlägen Wasser und sind als Zeugen eines früheren Gewässernetzes aufzufassen. Die Verkarstung, deren Beginn weit zurückreicht, ist noch rezent wirksam. Die Paderquellen in Paderborn führen in jeder Minute 135 kg gelösten Kalk (HENKEL 1974, S. 70). Die unterirdische Wasserzirkulation wird von STILLE (1903 a) abgeleitet.

Die jüngste Untersuchung, die Teile des östlichen Arbeitsgebietes umgreift, wurde von MNICH (1979) verfaßt. Die Befunde zeugen von einem Altflächensystem, das von den kretazischen Gesteinen auf das gefaltete Karbon übergreift und unter dem "Regime eines wechselfeuchten tropischen bis subtropischen Klimas entstand." (MNICH 1979, S. 175). Neben den 500 m hohen Härtlingszügen, die während der Morphogenese Hochgebiet gewesen sind, wird eine der Höhnscheid-Fläche KÖRBERS (1956) entsprechende Verebnung des Sintfeldes in 450 bis 420 m Höhe ausgeschieden. Verebnungen in diesen Höhenlagen lassen sich auch im gefalteten paläozoischen Grundgebirge westlich und südwestlich von Essentho nachweisen und sind bis in das Gebiet von Madfeld und Hoppecke zu verfolgen. Auf ein tertiäres Alter weisen Bodenrelikte wie Terra fusca und Graulehm sowie Schotterbestreuungen hin. MNICH (1979, S. 201 ff) nimmt eine polyzyklische Bildung

und Entwicklung der Altfläche an, deren Beginn als intra-oberkretazisch festgelegt wird. Als besonders wirksam für die Flächenbildung wird das Klima des Alttertiärs angenommen. In diesem Zeitraum könnte die Rumpffläche bereits weitgehend angelegt gewesen sein. Eine weitergehende Flächenbildung mit verminderter Intensität soll in jungtertiärer Zeit stattgefunden haben. Auf Grund der umgelagerten Hottensteingerölle in älteren Diemelterrassen wird als mögliches Endstadium das Oberpliozän angegeben.

1.5. Problemstellung

Auf der Nord- und Westabdachung des rechtsrheinischen Schiefergebirges befinden sich zahlreiche, isolierte Kalkgebiete, die dem devonischen Massenkalk zugehörig sind. Sie liegen bei Wuppertal, Iserlohn, Balve, Attendorn, Warstein und Brilon.

Der Massenkalksattel der Briloner Hochfläche liegt, im Gegensatz zu anderen Kalkgebieten des Sauerlandes, nicht als morphologische Depression vor. Die Orographie des Massenkalksattels unterscheidet sich hinsichtlich der Höhenlage nicht von den angrenzenden Schiefergebieten.

In der Literatur werden verschiedene Verebnungsreste beschrieben. Ihre Datierungen sind nicht einheitlich, wie die zuvor gegebene Literaturübersicht gezeigt hat. Zur Alterseinstufung wurden, mit Ausnahme von MNICH (1979) keine sedimentologischen Befunde der Briloner Hochfläche oder des Sintfeldes herangezogen. SCHRIEL (1954 a) und PAECKELMANN (1928 b) untersuchten zwar Sedimente im Bereich von Brilon und Scharfenberg, ohne jedoch zu morphologisch differenzierten Aussagen zu gelangen.

Deshalb sollen in der vorliegenden Untersuchung Verebnungsrelikte morphographisch dargestellt und altersmäßig eingestuft werden. Die Datierungen werden mittels sedimentologischer, bodenkundlicher und morphologischer Untersuchungen begründet. Es wird versucht, Korrelationen zu anderen, bereits gesicherten Ergebnissen aus dem Rheinischen Schiefergebirge zu finden.

In der Literatur wird vielfach angenommen, die Briloner Hochfläche sei teilweise identisch mit der präcenomanen Landoberfläche. Die Untersuchung stellt sich somit die Aufgabe, Relikte der präcenomanen Landfläche von postkretazischen Verebnungen zu unterscheiden und das Alter der präcenomanen Fläche weitestgehend einzuengen.

Da im Untersuchungsgebiet zwei geologisch unterschiedliche alte Kalklandschaften aneinanderstoßen, können diese in einen morphologischen Vergleich einbezogen werden. Dabei ist von besonderer Bedeutung, ob Verebnungen, die im Grundgebirge angelegt sind, auch auf das Deckgebirge übergreifen.

Von weiterem Interesse für die Untersuchung ist die Frage nach der Anlage der Schichtstufen, die im Untersuchungsgebiet von den kretazischen Gesteinen gebildet werden, ferner die Frage nach der quartären Entwicklung des Raumes.

Wie die allgemeine Literaturübersicht des Rheinischen Schiefergebirges zeigte, kristallisiert sich als besonderes Problem der Mechanismus der Flächenbildung jungtertiärer Verebnungen und die dazugehörigen klimatischen Bedingungen heraus. Es soll im Rahmen dieser Untersuchung eine Stellungnahme zu dieser Problematik erarbeitet werden.

2. DER TERTIÄRE FORMENSCHATZ

2.1. Die tektonische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär

Durch epirogenetische Absenkung wurden Teile des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges im Alb zum kretazischen Flachmeerbecken, bis in der Oberkreide eine Hebung erfolgte, die zur Regression des Kreidemeeres führte (QUIRING 1926, S. 517; HESEMANN 1975, S. 248). Im Briloner Raum zog sich das Meer nach starken orogenetischen Aufwärtsbewegungen des Sauerlandes (laramische Phase STILLES) am Ende der Kreidezeit zurück (SCHRIEL 1954 b, S 310).

Nach einer Ruhelage der Rheinischen Masse im älteren Tertiär begann im Mitteleozän eine weitere tektonische Verschiebung des Gebirgblockes, was nicht nur zu einer Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges führte, sondern gleichzeitig auch eine Kippung der Kreidetafeln nach Norden und Nordwesten bewirkte (QUIRING 1926, S. 517). Das Zentrum der Hebung ist vermutlich das Rothaargebirge (PAECKELMANN 1931, S. 515).

Die Krustenbewegungen während des Obereozäns, des Unter- und Mitteloligozäns waren gering und beeinflußten mehr oder weniger nur die Küstenlinien des Oligozänmeeres. Erst an der Wende Oligozän/Miozän wurde die Aufwärtsbewegung der Rheinischen Masse durch die savische Gebirgsbildung (STILLE) wieder stärker belebt. Eine weitere kräftige Hebung des Gebirges setzte im Pliozän ein (QUIRING 1926, S. 517; SCHRIEL 1954 b, S. 332; HESEMANN 1975, S. 225).

Im Zusammenhang mit den tertiären Schollenbewegungen wurden alte Störungen im Bereich des Eggegebirges erneut lebendig. Der kimmerisch angelegte "Westheimer Abbruch" am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges riß "während der prämiozänen Faltung" wieder auf, wodurch Erzlösungen emporstiegen, die zur teilweisen Vererzung der Oberkreide führten (SCHRIEL 1952, S. 248).

Auch im Briloner Raum sind an alten variscisch angelegten Störungslinien in kretazischer und postkretazischer Zeit Verschiebungen erfolgt, was sich an den starken Harnischbildungen und Rutschstreifen auf dem Kalkspat erkennen läßt. SCHRIEL (1954 b, S. 316 und S. 332) spricht von bedeutenden Schollenverschiebungen, die teilweise mehrere 100 m betragen können und verweist in diesem Zusammenhang auf posthume Bewegungen, die während des Mesozoikums stattfanden. Die Erzlösungen hingegen sind während der savischen Faltung (Wende Oligozän/Miozän) aufgestiegen. Explizite Angaben über mögliche Verwurfshöhen tertiärer Verschiebungen werden jedoch nicht gemacht.

Eine starke Emporwölbung erfuhr das Rheinische Schiefergebirge wiederum an der Wende Pliozän/Altquartär, die zur Einschneidung der Flüsse führte (WORTMANN 1936). Wie WORTMANN durch seine Studien an den Diemelterrassen nachweist, setzte sich diese Hebung im Quartär phasenhaft fort, so daß die heutige Taleintiefung von der pliozänen Fläche zwischen 100 und 200 m erreichte.

2.2. Morphologische Beschreibung der Niveaus

2.2.1. Allgemeines

Im Untersuchungsgebiet lassen sich die Relikte von drei Verebnungen feststellen, die sich in unterschiedlichen Höhenlagen befinden:

1. Niveau 3 in 530 - 500 m,
2. Niveau 2 in 470 - 380 m und
3. Niveau 1 in 430 - 330 m Höhe.

Die einzelnen Verebnungsreste fallen mit konstanter Neigung von $\pm 1^{\circ}$ nach Norden bis Nordwesten ein und schneiden geologische Störungslinien, ohne daß Neigungsveränderungen oder relative Höhenverstellungen auftreten. Insofern kann angenommen werden, daß die tektonischen Hebungen, von denen das Untersuchungsgebiet im Tertiär und im Quartär betroffen war, eine en bloc-Hebung des Gebietes insgesamt verursachten. Etwaige Verstellungen innerhalb des Gebietes müssen deshalb so gering gewesen sein, daß sie die Höhenlagen und Neigungen der Flächen nicht merklich veränderten. En bloc-Hebungen größerer Gebiete sind z.B. auch aus der Südeifel bekannt (PFEFFER 1978), (Abb. 7 und 8).

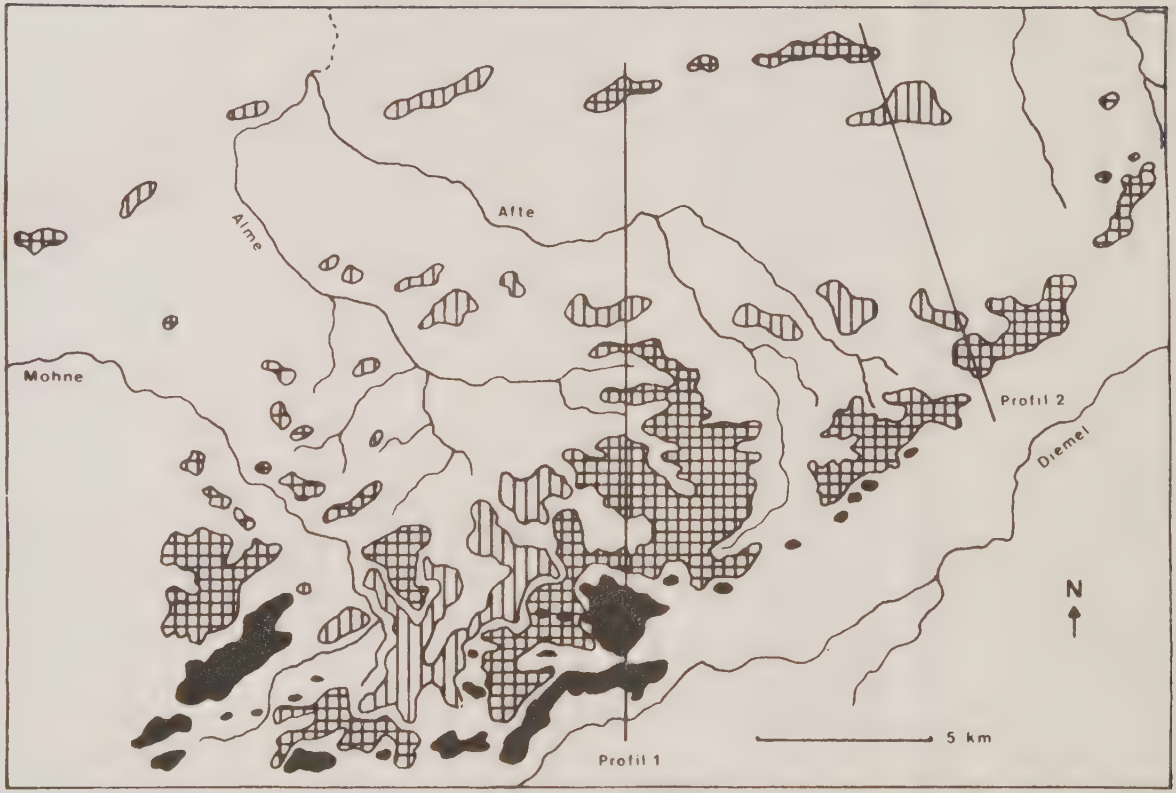
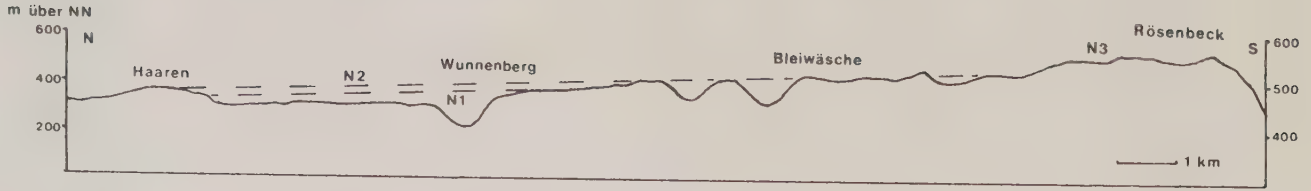
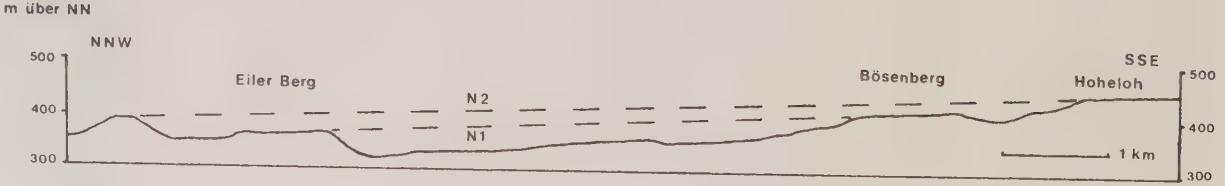


Abb. 7: Relikte tertiärer Niveaus



Profil 1



Profil 2

Überhohung: 5-fach

N = Niveau

Abb. 8: Morphologische Profile durch das Untersuchungsgebiet

2.2.2. Niveau 3

Das Niveau liegt in einer Höhenlage von 500 bis 530 m und ist in größerem räumlichen Zusammenhang nur im Massenkalk der Briloner Hochfläche zwischen Rösenbeck und Radlinghausen sowie im Gebiet südlich von Scharfenberg hauptsächlich in den Ton- und Kieselschiefern ausgebildet. Ansonsten ist das stark zerschnittene Niveau nur durch kleinere Reliktflächen und Restberge vertreten (Abb. 7). Zum Niveau 2 hin schwingt sich die Verebnung mit einem konvex-konkaven Stufenhang ab.

Im Gebiet zwischen Rösenbeck und Radlinghausen zeichnet sich das Niveau durch flächenhaften Charakter aus. Es ist leicht gewellt und nur an wenigen Stellen sind kleinere Kalkkuppen aufgesetzt. Das Niveau liegt im Bereich des Geländestückes "Auf dem Hamm" südlich von Radlinghausen in einer Höhenlage von 500 bis 520 m, um dann nördlich von Rösenbeck auf ca. 530 m anzusteigen, überragt von einer kleinen Kuppe von 543 m. Rösenbeck selbst liegt in einer Kulmtonschiefersenke in 500 m Höhe. Südlich von Rösenbeck greift das Niveau auf den Hauptgrünstein über und kappt westlich der Egge den Massenkalk des Schwarzen Hauptes. Im Bereich der Egge wird die Verebnung deutlich von Bergkuppen überragt, die über 550 m hoch sind, entsprechend dem Grönebacher Niveau von KÖRBER (1956, S. 90, vgl. auch die morphogenetische Karte).

KÖRBER (1956) gliederte im Bereich des Untersuchungsgebietes

das Grönebacher Niveau bei Rösenbeck	in	540 - 550 m	und
die Höhnscheid-Fläche bei Madfeld	in	465 - 480 m	sowie
nördlich von Essentho	in	435 - 450 m	aus.

KÖRBER (1956, S. 90) nimmt auch an, daß die Höhenlagen nördlich von Rösenbeck um 540 m und darunter, außer dem Geländestück "Auf dem Hamm", dem Grönebacher Niveau zuzuordnen sind, obwohl dort eine Höhenlage von "550 und 555 m" zu erwarten wäre, gleichmäßiger Neigungswinkel des Niveaus vorausgesetzt. Das Flächenstück "Auf dem Hamm" ist nach KÖRBER "die nur wenig veränderte präcenomane Fläche" (KÖRBER 1956, S. 91).

Dagegen ist folgendes einzuwenden:

1. Das gesamte Flächenstück bildet morphologisch eine Einheit, auch wenn es nach Süden hin leicht ansteigt. Es ist in allen Bereichen flachwellig. Die teilweise Zerschneidung des nördlichen Teiles ist auf die Wirkung eines pleistozänen Tälchens zurückzuführen, welches in das Flächenstück eingreift.

2. Nördlich des Flächenstückes "Auf dem Hamm" ist eine 30 bis 40 m tiefere postcenomane Verebnung ausgebildet, so daß auch für Niveau 3 eine wesentliche tertiäre Umgestaltung angenommen werden kann.

3. Nach Denudation der bedeckenden Kreide ist nicht nur eine tertiäre Umgestaltung des Bereichs südlich des Gebietes "Auf dem Hamm", sondern auch "Auf dem Hamm" selbst zu erwarten. Das Flächenstück gehört somit nicht zu einem präcenomanen Altrelief, sondern zu dem Niveau 3.

Ob diese Verebnung allerdings mit dem Grönebacher Niveau von KÖRBER gleichzusetzen ist, erscheint zweifelhaft, da sie doch meist deutlich niedriger ist und sich ihre Verbreitung nicht auf das Rösenbecker Gebiet beschränkt, sondern ebenfalls in östlicher und westlicher Richtung, hier auch über das eigentliche Arbeitsgebiet hinaus. Das Niveau 3 scheint demnach ein eigenständiges Niveau, jünger als das Grönebacher Niveau zu sein.

Nordöstlich von Rösenbeck nach Essentho zu greift das Niveau 3 auf das stark zerschnittene Grauwackengebiet über und ist dort durch Restberge vertreten (Schwickarts Berg 498,5 m - Brautlicht 498,7 m - Liebrauenberg 480,2 m - Totenkopf 502,6 m - Klettenberg 484,0 m). Diese Bergkuppen bilden den Kamm der Wasserscheide zwischen dem Diemel- und Hoppecketal einerseits und der Briloner und Paderborner Hochflächen andererseits. Diese Restberge verdanken ihre Existenz der morphologischen Resistenz der Grauwackenzüge der Arnsberger Schichten. Das gilt ebenso für die nördlich Rösenbeck gelegenen Restberge (Prinzknapp 478,9 m - Schweinskopf 479,5 m - u.a.), deren Kerne die mächtigen Grauwacken bilden.

Westlich von Rösenbeck zieht sich das Niveau einerseits über das "Schwarze Haupt" als schmale Leiste am Hauptgrünsteinzug in Richtung Brilon, andererseits ist es zwischen Radlinghausen und Brilon in einer Reihe von Restbergen vertreten (Stemmel 491,4 m - Schaaken 499,5 m - Heimberg 596,1 m). Die schmale Leiste des Niveaus am Hauptgrünsteinzug ist aber durchaus nicht durchgängig, denn das tieferliegende Niveau 2 steigt teilweise unmittelbar auf höhere Niveaus an, beispielsweise zum Billstein auf 620 m.

Zwischen Brilon und Altenbüren existiert das Niveau nur in wenigen Reliktflächen am südlich der Hochfläche ansteigenden Gebirgsrand oder in Resten wie der Haar (489 m) und dem Battmer (505 m). Südlich von Scharfenberg ist wiederum ein arealmäßig großes Flächenstück des Niveaus 3 ausgebildet. Hier greift die Verebnung über Kiesel- und Tonschiefer hinweg und hat, wie im Rösenbecker Gebiet,

flachwelligen Charakter. Die starke Zerschneidung ist auf die quartäre Taleintiefung zurückzuführen. In diesem Gebiet befinden sich auch Restberge höherer Niveaus, z.B. der Windsberg mit 584,5 m.

Die zum großen Teil starke Auflösung des Niveaus insbesondere in den Grauwackengebieten, aber auch auf der Kalkhochfläche, ist nicht nur auf die Einschachtelung tiefergelegener Niveaus zurückzuführen, sondern auch in starkem Maße auf die pleistozäne Erosionsleistung, die z.T. durch Bildung tiefer Kerbtäler die Zerschneidung des Gebietes verursacht hat.

2.2.3. Niveau 2

Das Niveau erstreckt sich, erkennbar an den vielen Flächenresten, von der Briloner Hochfläche bis auf das Sintfeld der Paderborner Hochfläche. Die Verebnung fällt mit einer sehr geringen Neigung von unter einem Grad von 470 auf 380 ab und schneidet dabei den Massenkalk, die kretazischen Gesteine und die Grauwacken und Grauwackenschiefer des Paläozoikums unter gleichem Neigungswinkel (Abb. 7 und 8).

Teile dieses Niveaus entsprechen zumindest in Bezug auf die Höhenlage der "Höhnscheid-Fläche" KÖRBERS (1956, S. 92 f), die bei Madfeld 465 bis 480 m, bei Essentho 435 bis 450 m hoch liegt und dem "Altflächensystem nördlich von Marsberg" MNICHS (1979) entspricht. Die obere Grenze des Niveaus auf 480 m Höhe zu legen, identisch mit der oberen Grenze von KÖRBERS (1956) "Höhnscheid-Fläche", erscheint mir deshalb nicht richtig, da der Anstieg zum Niveau 3 in der Regel schon bei 470 m zu beobachten ist. Auch die Abgrenzung, die MNICH (1979) nördlich Essentho konstruiert hat, kann nicht beibehalten werden. MNICH (1979, S. 130) rechnet den Bösenberg (420 m) zu dem gleichen Niveau, dem auch der Hoheloh (450 m) angehört. Der Bösenberg gehört jedoch zum Niveau 1, während der Hoheloh und die umgebenden Flächen bis 430 m dem Niveau 2 zuzuordnen sind. Diese Annahme scheint mir berechtigt, da zwischen dem Niveau 2 und dem Bösenberg ein Hangknick existiert und auf dem Bösenberg Schotter vorhanden sind, die sich mit Schottern des Niveaus 1 korrelieren lassen.

Im folgenden sollen die einzelnen Flächenreste des Niveaus 2, ausgehend von der Briloner Hochfläche, in ihrer Verbreitung beschrieben werden.

Auf der Briloner Hochfläche können drei Bereiche ausgeschieden werden, in denen das Niveau 2 in größeren räumlich zusammenhängenden Arealen existiert: zwischen Brilon und Alme, zwischen Brilon und Radlinghausen und nördlich von Madfeld. Die Landoberfläche dieser drei Niveaurelikte hat einen hügeligen Charakter, der sich in einem Wechsel von kleinen Kuppen und dazwischenliegenden, mit sanft geschwungenen Hängen abfallenden weiten Mulden äußert. Die Reliefenergie beträgt überwiegend bis zu 20 m. Während "Auf dem Loh" südlich von Bleiwäsche eine Höhe von 454,4 m erreicht wird, sind südlich dieses Geländestückes Höhen von 455 m, 472 m und 462 m zu finden. Die hügeligen Formen dürften durch pleistozäne Erosionstätigkeit verstärkt worden sein, insbesondere im Bereich der Kerbtäler, die in den Flächenrest deutlich einschneiden. Zwischen Radlinghausen und Bleiwäsche verlaufen zwei Kerbtäler nach NW auf die Nette und den Lühlingsbach zu. Insofern ist für die tertiäre Landoberfläche eher eine geringere Reliefenergie und eine nur leicht hügelige flachwellige Landschaft anzunehmen.

Von Radlinghausen greift das Niveau weiter nach Südwesten. Zwischen Thülen und Brilon ist der Flächenrest zwischen dem Niveau 3 und seinen westlichen Restbergen eingebettet, die sich am Rande der nächst tieferliegenden Verebnung befinden. Von Brilon ab bis Altenbüren verschmälert sich die Verebnung bis auf recht dünne Leisten, da durch spätere Eintiefung große Teile erodiert wurden. Ein größeres Flächenrelikt ist jedoch wieder zwischen Brilon und Alme im Bereich von Wülfte zu finden, das den hügeligen Charakter der Landoberfläche deutlich widerspiegelt.

An den nördlichen und östlichen Grenzen der Briloner Hochfläche greift das Niveau ohne Änderung des Neigungswinkels vom Massenkalk auf die Grauwacken und die Ton- und Grauwackenschiefer der Arnsberger Schichten über, was sich besonders gut am östlichen Rand der Hochfläche dokumentiert. Die Verebnung schneidet hier die altangelegten Störungslinien an den Grenzen des Briloner Sattels. Das bedeutet, daß die an diesen Störungslinien posthum verlaufenden Schollenbewegungen, die SCHRIEL (1954 b) für das Briloner Gebiet festgestellt hat, z.T. mehrere hundert Meter betragen und zeitlich auch in das Tertiär einzuordnen sind, zumindest an dieser Stelle nicht mehr nach oder während der Ausbildung des Niveaus 2 wirksam geworden sind.

Die von SCHRIEL (1954 a, S. 227) in verschiedenen Höhenlagen festgestellten tertiären Sande brauchen nicht durch Tektonik verstellt worden zu sein. Es handelt sich offenbar um verschieden tiefe Spalten, deren Oberkante von den Verebnungen gekappt wurden und insofern Tektonik nur vortäuschen.

Im allgemeinen sind die Ton- und Grauwackenschiefergebiete stark zertalt, so daß nur noch wenige kleine Reliktflächen existieren. Nur im Osten der Massenkalkfläche zwischen Madfeld und Essentho besteht ein räumlich größeres Areal des Niveaus. Die Morphologie der tertiären Landoberfläche ist im Bereich der Arnsberger Schichten nur schwer zu beurteilen, eben auf Grund der Existenz nur isolierter Flächenreste von geringer Größe. Denkbar ist aber auch hier eine hügelige oder flachwellige Ausbildung der Landschaft, da sich die Niveaurelikte, die parallel zur Abdachung liegen, häufig in verschiedenen Höhenlagen befinden, deren Differenz sich im Rahmen der auf der Kalkhochfläche festgestellten Reliefenergie bewegt.

Von den Gebieten des Massenkalks und der Arnsberger Schichten zieht sich das Niveau nahtlos auf die Kreidedecke hinüber (Abb. 8 und 9). Daran wird folgendes deutlich:

1. Das Niveau ist postkretazisch entstanden.
2. Die Briloner Hochfläche und das Gebiet bis Essentho gehören nicht zur aufgedeckten präcenomanen Auflagerungsfläche (Kap. 2.3.).
3. Das Niveau ist eine echte Schnittfläche, da es Gesteine unterschiedlicher morphologischer Wertigkeit unter gleichem Winkel schneidet.

Der Schnittflächencharakter des Niveaus wird auch dadurch bestätigt, daß die Verebnung unter geringerem Winkel ($< 1^{\circ}$) als die Kreideschichten ($1 - 5^{\circ}$, MÜLLER 1955, S. 171), nach Norden einfällt.

Im Bereich der Kreideschichten sind nur wenig Restflächen erhalten. Zwischen Alme und Essentho die Höhe 423 westlich des Sandberges, der Messenberg (444,7 m) bei Bleiwäsche, und der Hirseberg (435 m) nordwestlich von Essentho. Zwischen Essentho und Meerhof befindet sich ein größeres Flächenstück im Hoheloh gipfelnd zwischen 430 und 450 m Höhe. Dieses Flächenstück zieht sich als schmale Leiste auf der Kreidestufe bis Blankenrode hin. Nördlich dieser Linie wird das Niveau von dem breiten Talzug des Sintfeldes unterbrochen und ist erst wieder auf der Turonstufe zu finden, wo Verflachungen in 380 bis 390 m Höhe ausgebildet sind. Zu diesen Flächen zählen im Westen die Hemmer Haar an der Spitzen Warte und im Osten die Verebnungen bei Helmern und Haaren.

Die Morphologie der Kreideflächen ist von derjenigen der Massenkalkflächen unterschieden. Hier ist ein wesentlich sanfteres Relief ausgebildet, z.T. sind die Landformen auch durch weitgespannte, leicht geneigte Ebenheiten geprägt.

Verantwortlich ist dafür offenbar die flache Lagerung der Schichten, welche die Bildung von Ebenheiten begünstigt. Der gefaltene Massenkalk hingegen mit möglicher Ausprägung unterschiedlicher morphologischer Härte durch lokal stärkeren Anteil von Kieselsäure begünstigt offenbar ebenso wie die unterschiedliche Resistenz der Grauwackenzüge und der Grauwackenschiefer die Ausbildung einer leichten hügeligen Landoberfläche. Das widerspricht nicht der Bildung von Schnittflächen, da Quarz durch seine morphologische Resistenz auch einer tropischen Verwitterung erfolgreich Widerstand leisten kann.

2.2.4. Niveau 1

Im Gegensatz zu den Niveaus 2 und 3, die den Charakter relativ weit ausgedehnter Verebnungen besitzen, ist das Niveau 1 eher linienhaft ausgebildet und greift in Richtung des rezenten Gewässernetzes fingerförmig in das Gebirge ein. Das Niveau hat die Form eines sehr weit gespannten Tales, kann aber aufgrund der km-breiten Ausbildung morphologisch als Verebnung angesprochen werden (Abb. 7).

Beschreibungen ähnlich ausgebildeter Niveaus innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges, denen das rezente Gewässernetz folgt, findet man z.B. bei BIBUS 1971, HÜSER 1972 und FEY 1974.

Das Niveau 1 hat bei Brilon eine Höhenlage von 410 bis 430 m und setzt sich in Richtung der Alme fort, sich schon nach kurzer Distanz deutlich verbreiternd. Da durch spätere Erosion Wannen und Kerben bis 390 m Höhe eingetieft wurden, findet man nur noch Reliktflächen. Insbesondere an den Talflanken der Möhne sind nur noch geringe Reste des Niveaus 1 erhalten, während das Gebiet zwischen Brilon und Alme kaum durch die pleistozäne Kerbtalbildung erfaßt wurde. Eine deutliche Einkerbung ist erst ab Nehden zu verzeichnen. Der Grund ist darin zu sehen, daß die Alme nicht auf der Briloner Hochfläche, sondern an deren nördlichem Rand entspringt.

Die im Bereich von Brilon in 410 und 430 m existierenden Reliktflächen deuten offenbar auf eine zweiphasige Flächenbildung. Nach der Anlage einer Verebnung in 430 m erfolgte eine geringe Eintiefung, wobei einige Restflächen erhalten blieben. Auch im nördlichen Verlauf des Niveaus ist eine solche Stufung zu erkennen.

Beobachtungen der gleichen Art machte BIBUS (1971, S. 62) auf der "Flächenterrasse" nördlich von Usingen. Innerhalb der "Flächenterrasse" war ein Absatz von 5 bis 20 m festzustellen, der eine Entstehung derselben in zwei Phasen belegt. Eine solche Deutung kann auch für das Niveau 1 übernommen werden, dessen Entstehung deshalb nicht durch eine einmalige Einschneidung, sondern eine Eintiefung in zwei Phasen erfolgte.

Diese sind altersmäßig allerdings nicht zu differenzieren, da sich die Sedimente beider Höhenlagen nicht voneinander unterscheiden. Deshalb werden beide Höhenlagen zu einem Niveau zusammengefasst.

Nördlich des Massenkalkes sind in dem stark erodierten Gebiet der Arnsberger Schichten nur noch isolierte Niveau-Relikte zu finden, begünstigt dort, wo noch Schollen des Cenomans die Grauwacken und Grauwackenschiefer überlagern und die vollständige Zerstörung der ehemaligen Landoberfläche unterbunden haben. Dazu gehört die Briloner Ebene in 380 - 385 m Höhe. Erst auf der Kreidedecke werden die Relikte des Niveaus wieder zahlreicher (auf dem Molmschen 373,8 m; südlich Weiberg 370 m; Staatsforst Büren 350 m). Ein ebenfalls 350 m hohes Flächenstück ist östlich der Spitzen Warte ausgebildet.

Die starke Zerstörung des Niveaus ist auf die quartäre Erosion von Alme und Afte zurückzuführen, insbesondere im Bereich der Aftemündung. Nördlich des Knickberges ist kein Relikt des Niveaus 1 mehr vertreten.

Im Sintfeld, zwischen Wünnenberg, Helmern und Essentho befindet sich ein breiter Talzug, an dessen Rändern Restflächen des Niveaus 1 aufzufinden sind. Dabei handelt es sich im südlichen Teil um die Verflachung am Bösenberg nördlich von Essentho in 410 - 420 m und um die zwei Flächenstücke südlich von Fürstenberg in 400 - 420 m Höhe. Das Niveau hat die flache Neigung von ca. einem halben Grad nach Norden, so daß man als den nächsten Flächenrest den Eiler Berg, südöstlich von Helmern, feststellen kann. Afteabwärts bis nach Büren und Weiberg sind noch einige Niveaurelikte vorhanden, die breite, z.T. flächenhafte Talausbildung des Sintfeldes in 350 bis 340 m Höhe muß jedoch schon dem Quartär zugerechnet werden (vgl. Kap. 3).

Inwieweit die Verebnung in die Nebentäler hineingeragt hat, ist nicht immer zu entscheiden, beispielsweise im Bereich des Aa-Baches nördlich von Brilon. Ob sich dieser im Quartär vom Niveau 3 ab eingeschnitten hat, oder ob hier alle Niveaustufen vorlagen, läßt sich aufgrund des Fehlens von Flächen- oder Terrassenresten nicht festlegen.

Ein ähnliches Problem existiert ebenfalls im Bereich der Möhne nach Verlassen der Briloner Hochfläche. Dort finden sich in dem Kulmtonschiefergebiet und im Bereich der Grauwacken der Arnsberger Schichten keine Reste des Niveaus 1.

Die nach Nordwesten gerichtete Neigung der Verebnung entspricht zwar der allgemeinen Abdachung des nördlichen Sauerlandes und des Sintfeldes, widerspricht aber im Bereich des Sintfeldes der zu erwartenden Neigung nach Westen im Sinne des Gefälles der Entwässerungsrichtung, die aufgrund der Schotterfunde rekonstruiert werden konnte. Eine Erklärung ist durch die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges an der Wende Pliozän/Pleistozän gegeben, die eine Änderung der Neigungsverhältnisse und des Entwässerungssystems mitsich brachte.

2.3. Das präcenomane Relief

Nördlich der Briloner Hochfläche lagert die Kreide mit den Gesteinen des Cenomans diskordant unmittelbar dem eingeebneten paläozoischen Grundgebirge auf. Vereinzelte Schollen des Cenomans, die losgelöst von den zusammenhängenden kretazischen Schichten auf der Briloner Hochfläche existieren, beweisen eine ehemals südlicher gelegene Kreidegrenze.

Nach PAECKELMANN und KÜHNE (1936 a) transgredierte das Kreidemeer maximal bis zu den Diabasbergen des Messinghäuser und Ostsauerländer Sattels, zumindest aber überflutete es die Briloner Hochfläche. Die Höhenlagen des Brautlichts und des Totenkopfes sollen jedoch nicht mehr erreicht worden sein (PAECKELMANN 1937, S. 82).

SCHRIEL (1954 b, S. 314) nimmt eine Bedeckung des gesamten Massenkalkgebietes durch die Kreide an. Davon sind jetzt nur noch geringe Reste vorhanden.

HEITFELD (1957, S. 107) belegt an Hand von Neokomrelikten eine Überflutung der Briloner Hochfläche bis an den Hauptgrünsteinzug schon durch das Neocommeer. Somit ist eine erheblich weitere Verbreitung des Neocoms nach Westen zu verzeichnen.

In dem ehemaligen Transgressionsraum der kreide sind möglicherweise Relikte der präcenomanen Landoberfläche vorhanden.

Bezüglich Verbreitung und Morphologie einer fossilen, wiederaufgedeckten präcenomanen Landoberfläche werden in der Literatur verschiedene Beurteilungen vorgenommen.

Nach PAECKELMANN (1931/1937) existiert im Sauerland eine "oberkarbonisch - altpermische" Einebnungsfläche (1937, S. 80), die sämtliche Flächen und Stufen des nördlichen Sauerlandes umfaßt. Auf diese Einebnungsfläche ist die Kreide transgrediert, so daß die präcenomane Auflagerungsfläche mit der "oberkarbonisch altpermischen" Fläche identisch wäre. Nach Exhumierung durch die Abtragung der Kreide ist diese im großen und ganzen keiner weiteren denudativen Veränderung unterworfen worden. Ihrer Anlage nach im Karbon und Perm hätte sie ein außerordentlich hohes Alter. NEUMANN (1935) hingegen bestreitet eine solche Altersseinstufung der Flächen des nördlichen Sauerlandes. Die "Waldecker Randfläche" ist jünger als die Kreide, "denn sie greift bei Essentho vom Paläozoikum über schmale Bänder auskeilenden Zechsteins und Buntsandsteins hinweg in die Kreide der Münsterschen Bucht hinein (NEUMANN 1935, S. 485). Die präpermische Landoberfläche ist nur in schmalen Säumen vor dem Rand des Zechsteins erhalten.

KÖRBER (1956) hat auf seiner morphogenetischen Karte von Waldeck und dem Ostsauerland die südliche Grenze der Kreideauflagerungsfläche kartiert, welche auf der östlichen Briloner Hochfläche in südlicher Richtung bis nach Rösenbeck ausgreift und auch das Geländestück "Auf dem Hamm" einbezieht. Der morphologische Charakter dieser Fläche soll "flachwellig" gewesen sein und sie soll sich "als echte Rumpffläche völlig ungestört auf Zechstein und Buntsandstein" (S. 89) fortsetzen. Insofern schneidet sie die permische Rumpffläche PAECKELMANNS unter "bedeutendem Winkel" und ist somit nicht mit dieser identisch. Die wiederaufgedeckte präcenomane Fläche soll nur wenig verändert sein und eine stärkere Neigung haben als die jüngeren Flächen des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges.

MNICH (1979) stellt das Vorland der geschlossenen Kreidedecke westlich von Essentho als Transgressionsfläche des Cenomanmeeres dar und beschreibt sie als "durch jüngere Denudation wenig überformten Meeresboden" (S. 112). Diese Fläche (der Begriff soll im Sinne eines Flachreliefs verstanden werden) taucht mit 1 bis 5 Grad Neigung unter das Cenoman ab. MNICH (1979) zeigt, daß im Gebiet von Essentho die stellenweise auftretenden kleinen Grauwackenkuppen Überbleibsel des permo-karbonen Altreliefs sind, das die präcenomane Auflagerungsfläche lokal durchdringt. Beide Flächen sind nicht miteinander identisch. So ist dieses Niveau auch nicht "flächenhaft im Sinne einer völligen Einrumpfung, sondern durch ... Kleinformen erkennbar gegliedert" (S. 114).

Die eigenen Befunde weichen von den Darstellungen der Literatur ab. Die Vorstellung, südlich der Kreidegrenze befände sich die nur unwesentlich überformte präcenomane Fläche, impliziert unterschiedliche Neigungswinkel zwischen den Landoberflächen des Grund- und Deckgebirges. Im Hinblick darauf soll die morphologische Situation im Bereich der Kreidegrenze an Hand zweier Profile geprüft werden.

Profil 1

Der erste Profilschnitt (Abb. 9) liegt im Bereich der östlichen Briloner Hochfläche und beginnt am Stufenrand des Niveaus 3 zwischen Radlinghausen und Madfeld. Er verläuft nördlich über die leicht hügelige Kalkhochfläche. Bei der Ortschaft Bleiwäsche greift das im Profil dargestellte Niveau vom Massenkalk am Nordrand der Briloner Hochfläche ohne Veränderung des Neigungswinkels auf den Messenberg (446,6 m) über, dessen Oberfläche petrographisch dem Cenoman angehört.

Profil 2

Der zweite Profilschnitt (Abb. 9) liegt im Gebiet der Arnsberger Schichten (Grauwacken, Ton- und Grauwackenschiefer) zwischen Madfeld und Essentho, beginnend am Fuße des Totenkopfes (502,6 m), einem Restberg des Niveaus 3. Er verläuft nach NNE über ein sehr flächenhaftes Gelände und wird an der Höhe 447,3 m ca. 1 km nach Osten versetzt, da sich ein pleistozänes Tal dem ungestörten Verlauf entgegensetzt. Das Profil wird von hier aus bis zum Hirseberg (435,7) weitergezogen. Der Hirseberg gehört zur geschlossenen Kreidedecke. Das Niveau greift von den verschiedenen Gesteinen der Arnsberger Schichten auf das Cenoman des Hirseberges über, ohne Veränderung des Neigungswinkels.

Die beiden Profile belegen, daß im Massenkalk in den Grauwackenschiefern und im Cenoman eine Verebnung ausgebildet ist, die unter gleichbleibender Neigung sämtliche Gesteine ohne Rücksicht auf deren petrographischen Habitus schneidet. Dieses Niveau hat sich in postkretazischer Zeit eingetieft und die präcenomane Landoberfläche umgestaltet (Kap. 2.2.3.). Dafür sprechen auch die Relikte tertiärer Verwitterungsresiduen der Verebnung (Kap. 2.4.2.), die eine postkretazische Flächenbildung belegen.

Die auf dem Massenkalk vereinzelt auftretenden cenomanen Schollen sprechen nicht gegen diese Annahme, da sie aufgrund einer besonderen Schutzlage der Erosion widerstanden haben könnten.

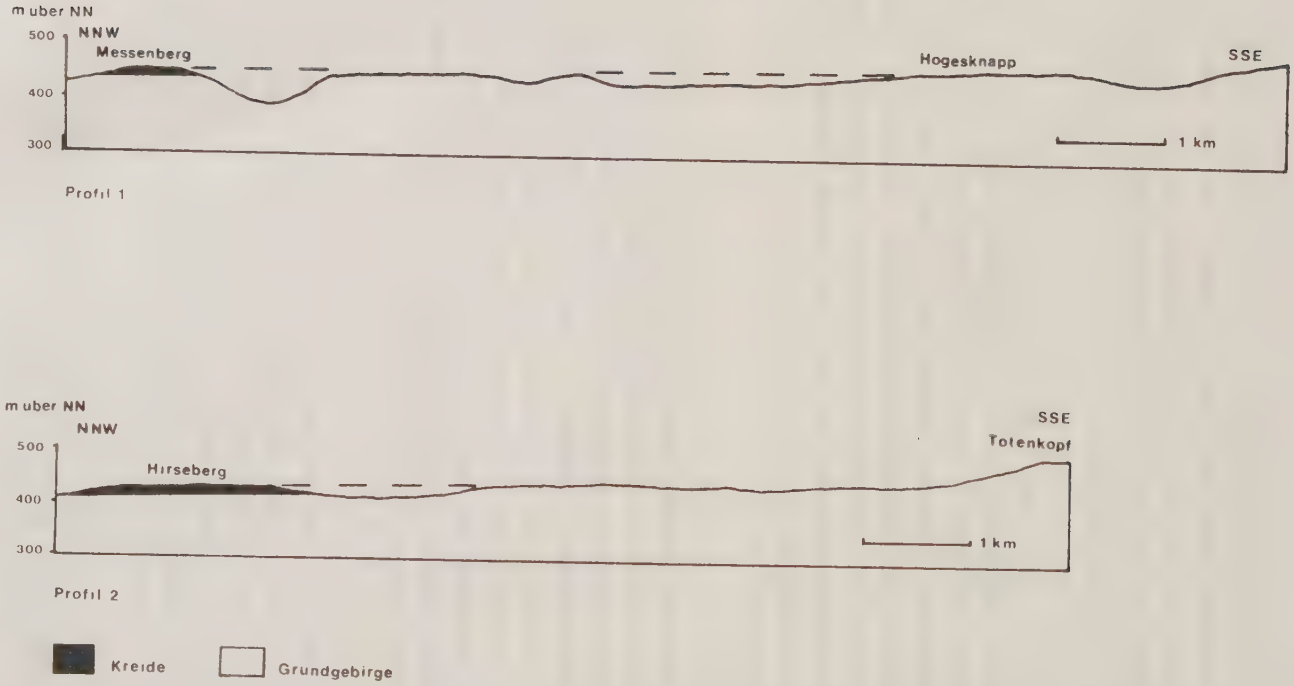


Abb. 9: Morphologische Profile im Bereich der Kreidegrenze

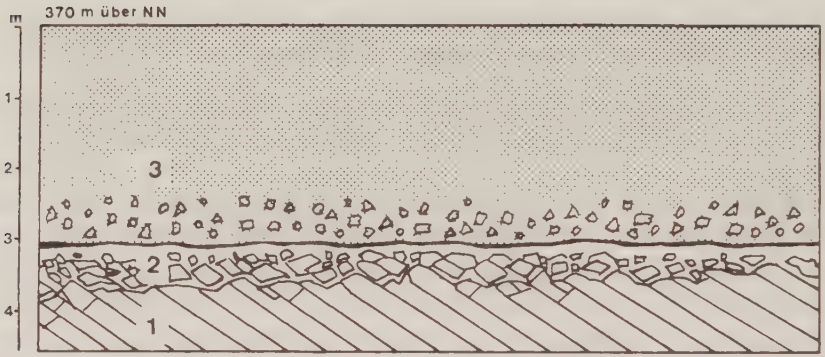
Der Einfluß postcenomaner Kippungen wird ausgeschlossen, da sämtliche Verebnungen einen konstanten Neigungswinkel aufweisen und deshalb eine en bloc-Hebung des gesamten Untersuchungsgebietes wahrscheinlich ist.

Es besteht demnach kein Anlaß, Teile der Briloner Hochfläche und angrenzender Gebiete als Relikte der präcenomanen Landoberfläche anzusprechen.

In einem Steinbruch an der Aabachtalsperre war während der Bauzeit die präcenomane Landfläche aufgeschlossen (Abb. 10). Die Schichten des Grünsandes lagern dort auf der im Grundgebirge ausgebildeten Transgressionsfläche. Das Grundgebirge besteht aus Ton- und Grauwackenschiefern, die an ihrer Oberfläche sehr bröckelig sind. Darüber folgt ein dünner Verwitterungsrest von 5 bis 10 cm Mächtigkeit, der in unmittelbarem Kontaktbereich mit dem anstehenden Gestein noch gut erkennbare Strukturen des Tonschiefers zeigte. Somit liegt hier ein autochthones Bodenrelikt der präcenomanen Landoberfläche vor. Von diesem Boden ist lediglich die unterste Wurzelzone präsent. Die oberen Teile wurden offenbar durch das ingredierende Kreidemeer gekappt und mit aufgearbeitet. Die Bodenrelikte zeigen, daß die Landfläche nicht abradiert wurde. Es ist vielmehr ein langsames Eindringen des Kreidemeeres in eine sich epirogen senkende Landschaft anzunehmen.

Das Paläobodenrelikt der präcenomanen Landoberfläche besteht aus einem schluffigen Lehm mit einer geringen Feinsandkomponente und ca. 45 % Tongehalt (Probe A 111, Abb. 11). Das Substrat ist von graubrauner Farbe und hat lehmiges Gefüge. Reste dieses ehemaligen Bodens wurden im gesamten Aufschlußbereich gefunden. Im Hangenden des Solums folgt das Basiskonglomerat des Grünsandes, zunächst mit einem ca. 10 cm mächtigen eisenverkrusteten Band beginnend. Über dem Basiskonglomerat liegt der Grünsand.

Die altersmäßige Eingrenzung des präcenomanen Reliefs läßt sich durch paläogeographische Erwägungen festlegen. Dabei nimmt das Neokom eine Schlüsselstellung ein. Nach HEITFELD (1957, S. 107) hatte das Neokommeer eine erheblich größere Verbreitung nach Süden als STILLE (1905) annahm, nämlich bis an den Hauptgrünsteinzug heran. Überreste des Neokomsandsteins sind aber ausschließlich in Dolinen und Einbrüchen des Massenkalkes erhalten geblieben. Aus dieser Tatsache folgert HEITFELD für die Tektonik, daß "vor Ablagerung des Gault, bzw. des Cenomans tektonische Bewegungen stattgefunden haben, die eine Abtragung des Neokomsandsteins vor Ablagerung des Gaults, bzw. Cenomans zur Folge hatten" (HEITFELD 1957, S. 108).



1 Ton- und Grauwackenschiefer (Karbon)

2 Bodenrelikt, Probe A 111

3 Grünsand (Kreide), an der Basis konglomeratisch, darüber Plänerkalk

Abb. 10: Profil 1, Aabachtalsperre

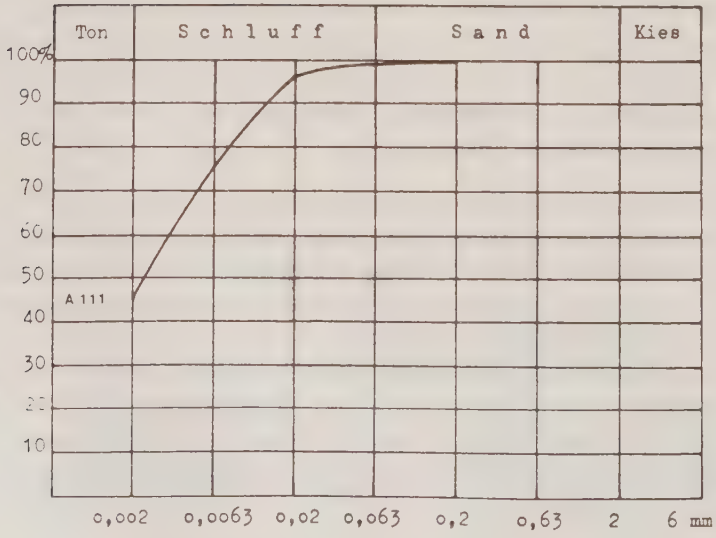


Abb. 11: Korngrößensummenkurve

Das Profil an der Aabachtalsperre zeigt auch keinerlei Reste des Neokomsandsteins mehr, im Gegenteil, die Verwitterung hat bereits auf das Grundgebirge übergegriffen und sich in der Bildung eines Bodens geäußert. Eine starke Abtragung im Rheinischen Schiefergebirge wird durch die Zusammensetzung des Basiskonglomerats des Grünsandsteins dokumentiert, da Verwitterungsprodukte des sauerländischen Paläozoikums in das Kreidemeer gelangt sind (Quarz-, Lydit- und Kalkgerölle, HEITFELD 1957, S. 95 f). Die präcenomane Reliefbildung ist demnach zunächst im Neokomsandstein vonstattengegangen und hat sich nach Abtragung desselben im sauerländischen Paläozoikum fortgesetzt. Der Beginn der Reliefbildung nach Rückzug des Neokommeeres liegt spätestens im u n t e r e n G a u l t, möglicherweise im o b e r e n N e o k o m, das Ende wird mit der Ingression im u n t e r e n C e n o m a n eingeleitet. Insofern läßtsich eine genaue Eingrenzung der Zeitstellung der präcenomanen Landoberfläche geben.

Die Morphogenese der präcenomanen Landoberfläche verlief in folgenden Phasen:

1. Epirogenetische Hebung des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges nach Ablagerung des Neokomsandsteines und Rückzug des Neokommeeres.
2. Bildung einer Landoberfläche zunächst im Neocomsandstein, dann im Paläozoikum des Schiefergebirges.
3. Epirogenetische Senkung des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges und langsame Ingression des Cenomanmeeres. Verwitterungsresiduen des Festlandes werden dem Cenomanmeer zugeführt.
4. Zuschüttung des präcenomanen Reliefs mit den Sedimenten des Cenomans.
5. Erneute Hebung des Rheinischen Schiefergebirges und Erosion der cenomanen Gesteine.
6. Aufdeckung und Zerstörung des präcenomanen Reliefs durch morphodynamische Prozesse der tertiären Flächenbildung.

2.4. Die Verwitterungsresiduen der Niveaus

2.4.1. Niveau 3

Am Schwarzen Haupt (R 3476740, H 5696800), südwestlich von Rüsenbeck, ist in einem Steinbruch eine Spalte aufgeschlossen, die teilweise schon im Paläozoikum bestanden hat und verfüllt worden ist, wie Lithoklastkalke beweisen. Im Bereich

der Lithoklastkalke ist durch karstmorphologische Prozesse wiederum eine Spalte gebildet worden, in der sich Sedimente befinden. Die Spalte hat einen Durchmesser von ca. 20 m. Davon konnte mehr als die Hälfte 3 m tief, ein kleiner Teil 5 m tief aufgegraben werden (Abb. 12).

Der oberste Teil der Spaltenfüllung besteht aus einem 2 m mächtigen, rotbraunen stark plastischen Ton (5 YR 4/6) mit einem Korngrößenmaximum von 50 bis 68 % im Bereich der Fraktion unter 0,002 mm (Proben C 86 und C 87, Abb. 13). In feuchtem Zustand zeigt das Solum ein großes Quellungsvermögen mit starker Adhäsion, im trockenen Zustand hingegen schrumpft es unter Absonderung von kantigen Polydern. Das Substrat ist vollkommen kalkfrei und weist pH-Werte im sauren Bereich von 6,3 und 6,4 auf. Die T- und S-Werte liegen mit 10-13 mval/100 g Boden sehr niedrig. Der Mineralbestand weist hauptsächlich Glimmer und Kaolinit auf.[1]

Nach seinen makroskopischen Eigenschaften kann der Ton als das Relikt einer Terra fusca identifiziert werden.

Am rechten Spaltenrand reicht die Terra fusca noch ca. 2 m tief herab, ohne die flachlagernden Schichten zu verbiegen und verweist somit auf einen randlichen Lösungsprozess, der eine zur Zeit der Terra fusca-Entstehung fortschreitende Spaltenbildung ermöglichte. In den oberen 40 cm der Terra sind kleine Schotter eingelagert, die meist 1 cm bis 2 cm, sehr selten bis 10 cm Durchmesser erreichen können. Sie bestehen in der Hauptsache aus verwitterten Kreidegesteinen (Hottenstein) sowie eisenverkrusteten, nicht mehr identifizierbaren Komponenten. Insofern kann das Solum mit Sicherheit als postkretazische Bildung angesprochen werden. Die Schottereinlagerung endet nach unten ohne scharfe Begrenzung. In den tieferen Teilen der Terra fusca können nur selten Schotter gefunden werden. Das eingelagerte Sandbändchen von 2 bis 5 cm Stärke ist sekundär durch Frostprozesse verwürgt worden. Auch die Terra fusca weist Verwürgungserscheinungen auf.

Die Schotter zeigen, daß die Terra fusca von der Fläche in den oberen Teil der Spalte eingespült worden ist. Terra fusca-Relikte liegen ebenfalls auf dem Niveau 3, auch in direktem Kontakt zur Spaltenfüllung, dem anstehenden Kalkstein unmittelbar auf. Daß die Terra fusca aber nicht nur als eingespültes Sediment zu betrachten ist, sondern auch zur Zeit ihrer Einschwemmung durch Lösungs-

[1] Die Analysenwerte befinden sich in der Tabelle 5 auf der Seite 115.

prozesse innerhalb der Spalte gebildet wurde, zeigt das bereits angesprochene, randlich noch 2 m tiefer herabreichende Terramaterial.

Im Liegenden der Terra fusca folgt ein von Verwürgungserscheinungen geprägter Lehmhorizont mit einem Feinsandgehalt von ca. 12 % (Probe C 85). Dieser besteht aus Quarz, verwitterten Glaukoniten und höchstens 1 % Glaukonitkörnern. Darunter liegt ein bis 85 cm mächtiger kaolinithaltiger schluffiger Ton (Probe C 84).

Unter diesem Ton folgt feinkörniger bis 15 cm mächtiger Sand, der z.T. mit hellrotbraunen Tonen in Kreuzschichtung wechsellagert (Probe C 111). 52 % der Körner gehören der Feinsandfraktion an (0,063 - 0,2 mm), 20 % der Tonfraktion (0,002 mm). Ein drittes Maximum der Sortierung liegt mit 11 % im Grobschluffbereich (0,063 - 0,02 mm). Die Sandkörner sind eckig und zeigen keinerlei Abrundung. In der Hauptsache bestehen sie aus Quarz, über 90 % der Körner sind dieser Komponente schätzungsweise zuzuordnen. Sie haben meist eine helle braungelbe Farbe, seltener sind sie weiß. Darüber hinaus finden sich Glaukonite und schwarzbraune Körner, die entweder Erze oder verwitterte Glaukonite darstellen. Der Sand ist leicht karbonathaltig (0,4 % $CaCO_3$). Seinem petrographischen Habitus nach entspricht dieses Sediment genau dem von SCHRIEL (1954 a, S. 227 f) beschriebenen Sand der Briloner Hochfläche.

Unter diesem Sand folgen 180 cm horizontal geschichtete Tone und Lehme in rötlich braunen und grauen Farben.

Im untersten Bereich des Profils liegt ein hellgrauer Lehm (5 Y 6/1, Probe C 62), der im unteren Teil dünn gebändert ist. Dieser Lehm ist mit anderen Sedimenten des Niveaus vergleichbar (s.u.). Die Korngrößen liegen mit nur 33 % in der Tonfraktion. Die Bodenwerte sind niedrig (T-Wert = 7,1 mval/100 g Boden, S-Wert = 5,9 mval/100 g Boden), ebenso der pH-Wert (5,6). Das Solum ist kalkfrei, die Rückstände der Korngrößenanalyse bestehen im wesentlichen aus Quarz, daneben aus verwittertem Glaukonit. Es ist anzunehmen, daß dieser Lehm ein Verwitterungsprodukt der Kreide ist.

In dem gleichen Steinbruch wurde aus einer größeren Vertiefung des Massenkalkes eine weitere Probe einer Terra fusca entnommen (Probe A 74). Die Vertiefung ist ca 5,40 m breit und bis zu 50 cm tief. Die Terra fusca liegt unter einer 40 cm mächtigen Hangschuttdecke. Sie besitzt lehmiges Gefüge und eine rotbraune Farbe (5 YR 4/6). Die Tonmineralgarnitur weist vorwiegend Kaolinit auf. Die Bodenwerte liegen mit 17,9 relativ niedrig. Allerdings weist das Substrat einen Kalkanteil von 5,7 % auf, wobei zunächst ungeklärt bleibt, ob dieser noch primär ist oder von sekundärer Aufkalkung herrührt.

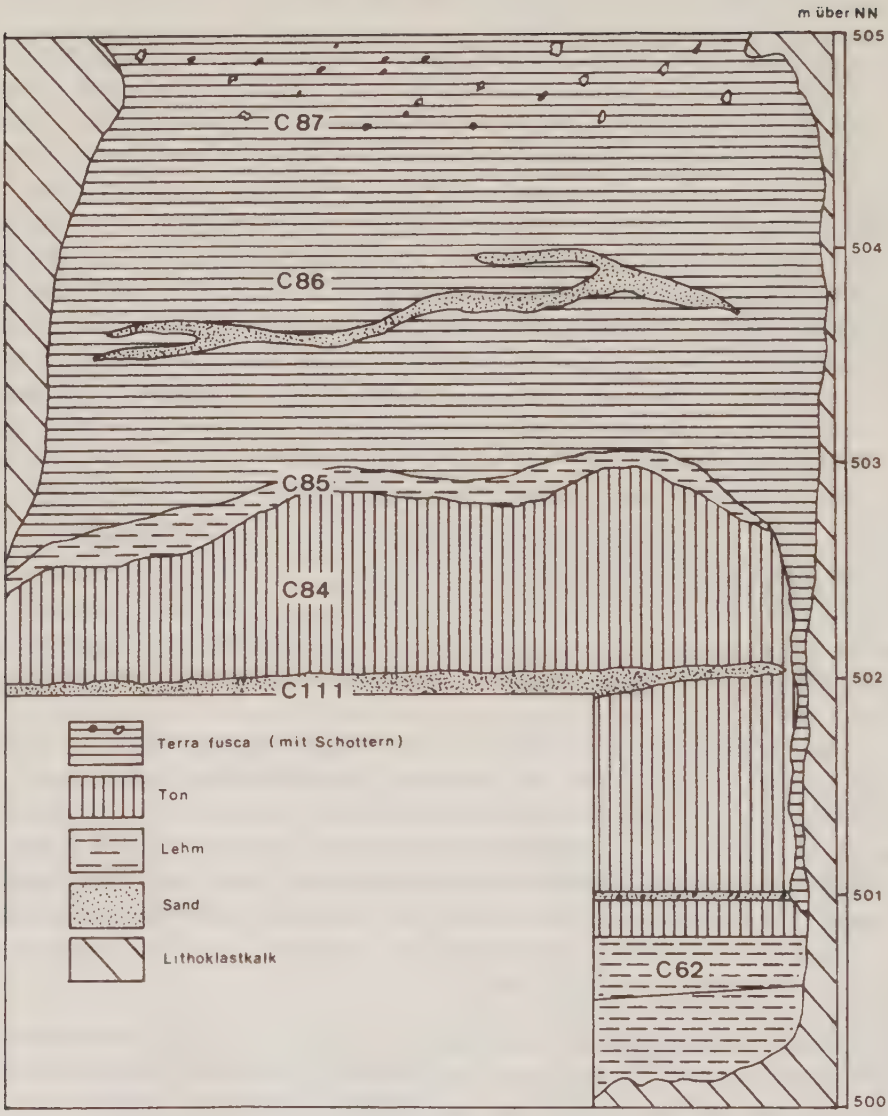


Abb. 12: Profil 2, Schwarzes Haupt, (R 3476740, H 5696800)

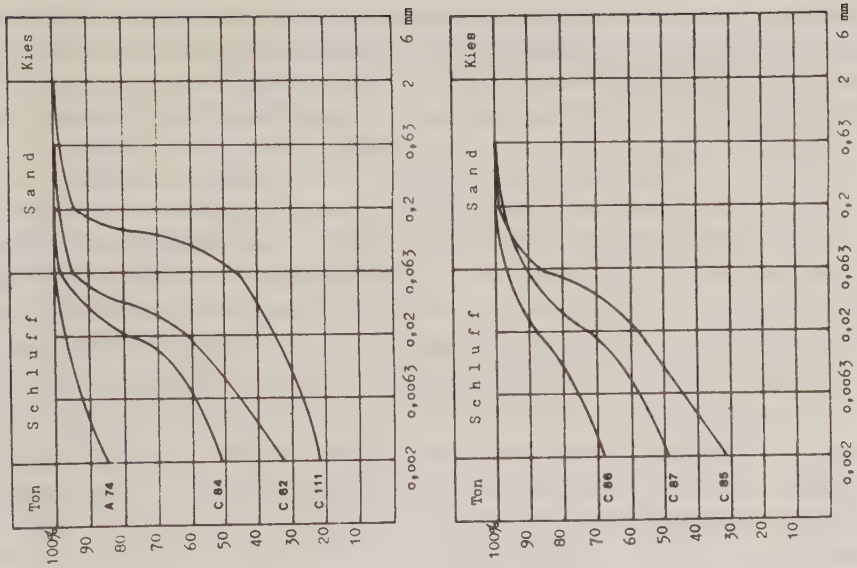


Abb. 13: Korngrößensummenkurven

In einem anderen Steinbruch am schwarzen Haupt (R 3476640, H 5696760) in unmittelbarer Nähe des zuvor genannten befindet sich in 520 m Höhenlage das im folgenden beschriebene Profil (Abb. 14).

Die verschiedenen Horizonte des Profils liegen nicht horizontal, sondern sind leicht nach NE geneigt. Offenbar sind die Sedimente, die ursprünglich waagerecht auf der Verebnung lagerten, in einer Doline abgesunken und so konserviert oder direkt in die Doline sedimentiert worden. Kontrollbohrungen bestätigten, daß die Schichten des Profils nach SW ansteigen und nach NE einfallen. Der NE-Teil des Profils konnte nicht erbohrt werden, da sich in diesem Bereich Schuttablagerungen des Steinbruchs befanden.

Unter einer Hangschuttdecke, bestehend aus einem Gemenge von Kalksteinschottern und sandigem Lehm, im oberen Teil humos und gut durchwurzelt, befindet sich das Relikt einer fossilen Terra fusca (Probe C 22). Ein vollständiges Profil ist aber nicht erhalten, lediglich ein Teil des B-Horizontes. Der obere Teil wurde offenbar durch die Hangschuttdecke gekappt. Die Terra liegt auf einem ockerfarbigen Lehm, ist ca. 10 bis 15 cm mächtig und hat eine dunkelbraune Farbe (7,5 YR 4/4). Sie besitzt lehmiges Gefüge. Der Tongehalt von fast 60 % zeugt

von intensiven Verwitterungsbedingungen zu ihrer Bildungszeit (Abb. 15). Der pH-Wert liegt mit 5,4 im sauren Bereich, die Bodenwerte liegen bis (T-Wert) 18,5 und (S-Wert) 13,9 mval/100 g Boden. Im Mineralbestand ist Kaolinit neben Illit und "mixed layer" enthalten. Auch im unmittelbaren Umkreis des Profils finden sich Terra-fusca-Relikte auf der Verebnung.

Der im Liegenden der Terra fusca sich befindende Ton ist stärker verwittert als die Terra fusca selbst (Probe C 20). Der Gehalt an Korngrößen unter 0,002 mm ist um 12 % höher. Der Ton ist von dunkelgelber Farbe (10 YR 6/8) und hat zahlreiche Rostflecken sowie vertikal verlaufende rostfarbene dünne Bändchen. Das hier vorliegende Eisenhydroxid ist Lepidokrokit. An der Tonmineralgarnitur ist Kaolinit beteiligt. Die Sedimentation dieses bis zu 45 cm mächtigen Tons muß nach einer Erosion vonstatten gegangen sein, denn der liegende Horizont zeigt eine deutliche Rinnenbildung. Das Ausmaß der Erosion ist nicht mehr feststellbar, somit ist ein nicht mehr zu ermittelnder Teil des Profils verlorengegangen. Die Wasserführung, die für diese Erosion verantwortlich war, mußte sehr kräftig sein, denn in der Rinne wurden verkieselte Kalksteinschotter gefunden, die einen Durchmesser bis zu 15 cm haben.

Der Ton, in welchen die Rinne erodiert wurde, hat eine Mächtigkeit von 35 bis 50 cm und zeichnet sich durch seine ausgesprochen starke Verwitterung aus. Der Anteil der Korngrößenfraktion unter 0,002 mm beträgt 88 %, die Sandfraktion ist überhaupt nicht repräsentiert (Probe C 18). Die Tonmineraluntersuchung erbrachte Kaolinit als Komponente des Mineralbestandes. Wie im hangenden Horizont befinden sich auch hier Rostflecken. Das Eisenhydroxid ist wahrscheinlich als Lepidokrokit anzusprechen.

Im Liegenden dieses Tons folgt ein heller grünlich grauer rostgefleckter schluffiger Lehm (5 Y 6/2), der teilweise eine Schichtung im Millimeterbereich aufweist, die auf eine regelmäßige und gleichförmige Einspülung von Verwitterungsresiduen in eine flache Mulde hindeutet (Probe C 17). An einigen Stellen befinden sich dünne, horizontparallele, eisenhaltige Bänder im Sediment. Die Mächtigkeit des völlig kalkfreien Lehms beträgt ca. 35 cm. Die Korngrößenanalyse erbrachte nur ca. 40 % Tonanteil und 5 % Anteil der Sandfraktion.

Unter diesem Lehm folgt ein im petrographischen Habitus nahezu identisches Sediment, das sich nur in der Farbgebung vom hangenden Lehm unterscheidet (Probe C 16). Die Korngrößensummenkurven der Proben C 16 und C 17 sind nahezu deckungsgleich, auch der Mineralgehalt beider Proben ist kongruent, sieht man vom Fehlen

des Eisenhydroxids in der Probe C 17 ab. Bei beiden Proben fehlt der Kalkgehalt und die pH-Werte liegen bei 5,8 und 5,5. Die Farbe des unteren Lehms ist im unteren Teil ein helles Grüngrau (5 Y 6/2), im oberen Teil ist der Lehm sehr stark rostgefleckt. Beide Proben (C 16, C 17) haben ausgesprochen niedrige Bodenwerte im Bereich von 4,1 bis 7,1. Die Rückstände der Korngrößenanalyse bestehen in der Hauptsache aus Quarz, daneben aus verwittertem Glaukonit.

Der untere Horizont (C 16) zeigt an einigen Stellen eine dünne Schichtung im Millimeterbereich, die von der gleichen Art ist wie diejenige des hangenden Lehms. Auf einer schichtparallelen Linie sind im oberen Teil eisenverkrustete bröckelige Schotter eingebettet mit Durchmessern bis zu 2 cm. Die Mächtigkeit des Horizonts beträgt im Aufschluß ca. 60 cm. Bohrungen zufolge erreicht man das Anstehende (Massenkalk) in einer Tiefe von noch einmal einem Meter.

Der untere Lehm (C 16), der im oberen Teil des Horizontes zunächst rostgefleckt, darunter grüngrau erscheint, kann als fossiler Gleyboden gedeutet werden, der grüngraue Horizont als Gr und der rostgefleckte Horizont als Go. Wie in einem Gleyboden meist die Regel, ist das Eisenhydroxid als Lepidokrokit ausgebildet. Der Gley konnte nur in einer Mulde oder in einem muldenförmigen Tal mit hohem Grundwasserstand entstehen (MÜCKENHAUSEN 1977, S. 148 ff).

Das gesamte Profil ist pseudovergleyt. Fast alle Horizonte des Profils weisen Eisenhydroxidausscheidungen auf. Bei der Probe C 22 tritt das Eisenhydroxid als Goethit auf, bei der Probe C 17 konnten keine Ausscheidungen nachgewiesen werden. Ansonsten ist die Form des Hydroxids Lepidokrokit. Bei den Proben C 16 und C 18 ist das zwar fraglich, aber doch wahrscheinlich. Nach KUBIENA (1962) deuten in Tropenböden "Flecken von peptisiertem amorphem Oxidhydrat und Kristallaggregate von Goethit und Lepidokrokit in einer hellen enteisenden Grundmasse .... auf Pseudogley (S. 213). MÜCKENHAUSEN (1977) führt an, daß "Staunässe im oberen Profil ... nicht selten auf einem Vergleyungshorizont, der von einem ehemals höheren Grundwasserstand herrührt" beruht (S. 151). Der wahrscheinlich noch rezent wirksame Pseudogley entstand, nachdem die Dynamik des Gleys unwirksam wurde und erfaßte das gesamte Profil.

Verschiedene, oben beschriebene Verwitterungsrelikte sind nahezu identisch mit Sedimenten, die auf einem Restberg des Niveaus 3 zu finden sind, auf dem Stemmel bei Thülen (498 m), (R 3475700, H 5698640). Teilweise sind allerdings nur die Wurzelzonen ehemaliger Profile vorhanden.

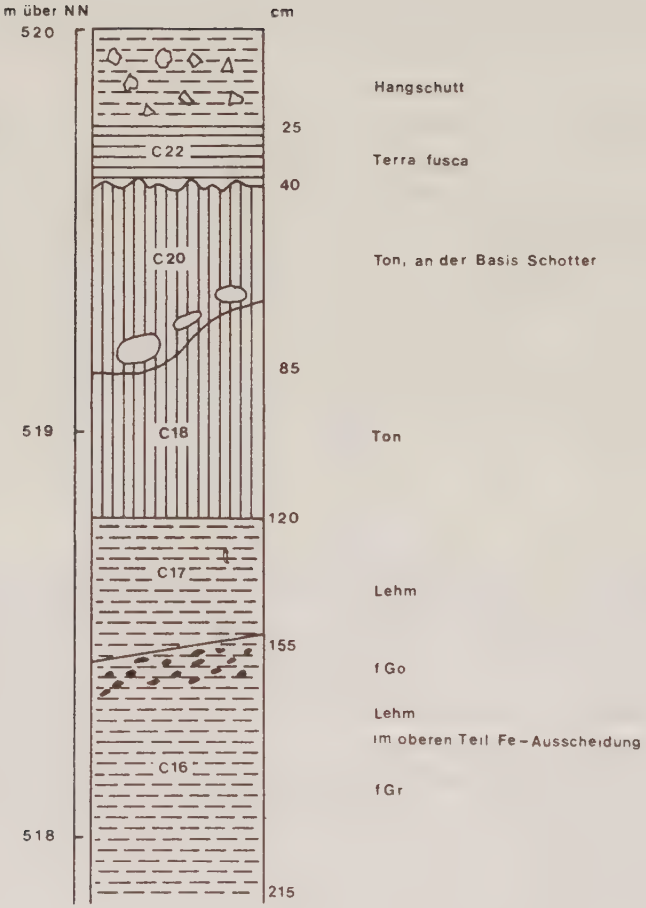


Abb. 14: Profil 3, Schwarzes Haupt, (R 3476640, H 5696760)

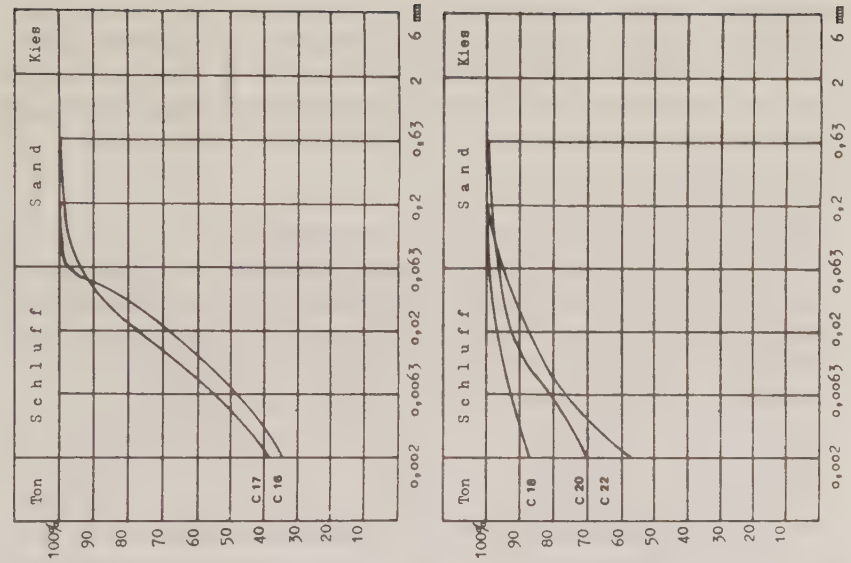


Abb. 15: Korngrößensummenkurven

Auf der Kuppe des Stemmel liegt ein Verwitterungslehm (Probe C 47, Abb. 16), der viele Gemeinsamkeiten mit dem Lehm der Proben C 16 und C 17 aufweist. Die Korngrößensummenkurven sind miteinander identisch und zeigen einen Verlauf, der von allen anderen Kurven abweicht (Abb. 17). Die Farben sind nahezu gleich, ebenso der Mineralbestand, sieht man vom Fehlen des Chlorits in Probe C 47 und des Eisenhydroxids in C 17 ab. Der Lehm ist kalkfrei und weist einen etwas niedrigeren pH-Wert auf als C 16/C 17, nämlich 4,4. Die Bodenwerte liegen ebenfalls in den gleichen Größenordnungen, der T-Wert beträgt 7,2 mval/100 g Boden, der S-Wert 6,4 mval/100 g Boden. Die Rückstände der Korngrößenanalysen sind ebenfalls mit denen von C 16/C 17 identisch. Sie bestehen in der Hauptsache aus Quarz und verwittertem Glaukonit. Das deutet darauf hin, daß dieses Sediment ein Verwitterungsprodukt der Kreide und nicht des Massenkalkes ist. In der Nähe des Aufschlusses wurden auch Reste kretazischen Sandsteins gefunden.

Im Gegensatz zu den Ablagerungen C 16/C 17 läßt sich dieses Sediment mit der Verebnung korrelieren, da es in situ auf der Fläche liegt. Darauf deuten Strukturen im Sediment hin, die denen der zersetzten Kreidegesteinen gleichen, die z.T. als Anstehendes erkennbar sind. Die Ablagerung stellt somit die gekappte Wurzelzone eines Profils dar und nicht umgelagertes und eingespültes Material.

Da die stratigraphische Position (Lage auf dem Niveau 3) und der petrographische Habitus der Proben C 16/C 17 und C 47 identisch sind, ist eine zeitgleiche Bildung dieser Residuen unter gleichen Verwitterungs- und Sedimentationsbedingungen anzunehmen. Wenn also die Ablagerung C 47 mit dem Niveau 3 korreliert werden kann, so können die Sedimente C 16/ C 17 ebenfalls mit der Verebnung in Beziehung gesetzt werden. Sie sind, ebenso wie C 47, zur Zeit der Flächengenese entstanden.

Eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Sediment C 47 besitzt auch die Probe C 62 aus der Spalte am Schwarzen Haupt (R 3476740, H 5696800). Die signifikante Korngrößensummenkurve, die Farbe sowie die Mineralien des Rückstandes sind kongruent. Auch die Bodenwerte bewegen sich in den gleichen Größenordnungen. Aus den Befunden wird zwischen C 47 und C 62 die gleiche Korrelation möglich, wie zwischen C 47 und C 16/C 17. Der Lehm C 62 muß zur Zeit der Flächenbildung entstanden und in die bestehende Spalte eingespült worden sein.

Der Verwitterungslehm (C 47) wird von der Terra fusca überlagert, die andererseits dem Massenkalk auch direkt aufliegt und in vielen kleinen Vertiefungen auf der Kuppe zu finden ist (Probe C 45).

Im Gegensatz zu dem anfangs beschriebenen Profil konnten zwischen der Terra fusca und dem Lehm keinerlei Sedimente festgestellt werden. Sollten sich Ablagerungen wie die Tone C 18 und C 20 dort befunden haben, sind sie von der kleinen Kuppe des Restberges vor Bildung der Terra fusca schon lange abgeschwemmt worden. Die Terra fusca hat einen hohen Tongehalt von 61 %, ist völlig karbonatfrei und hat einen ebenso niedrigen pH-Wert wie der liegende Verwitterungslehm (4,5). Der T-Wert liegt bei 17,1, der S-Wert bei 10,8 mval/100 g Boden.

Der hohe Sandgehalt des Solums ist auf die Vermischung mit gröberem Material an der Wurzelzone des Paläosols zurückzuführen. Die Mächtigkeit des Bodenreliktes beträgt maximal 20 bis 25 cm und eine Durchmischung mit Kalkstein-

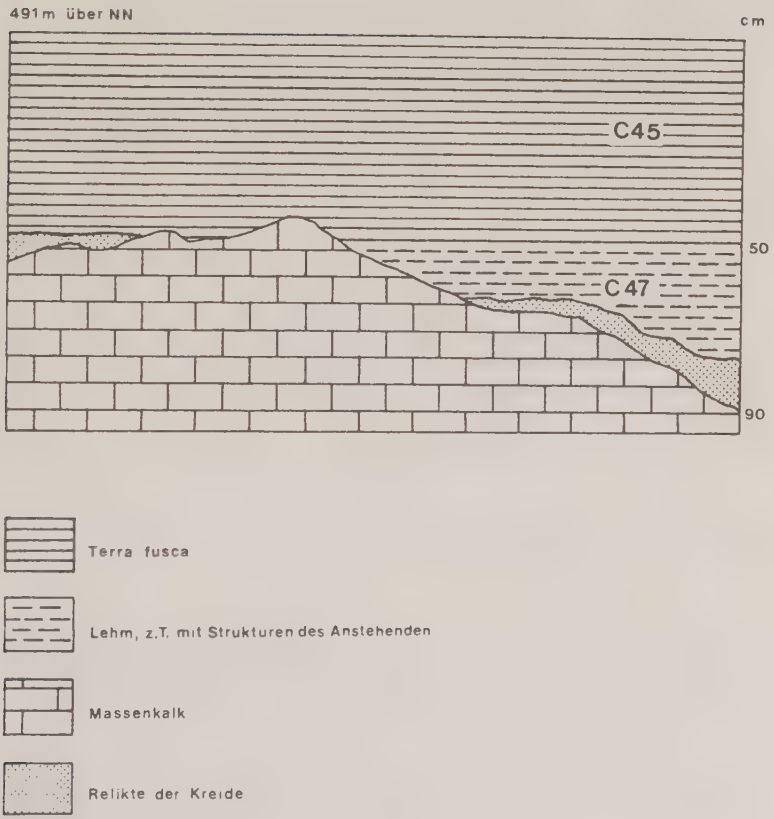


Abb. 16: Profil 4, Stemmel, (R 3475700, H 5698640)

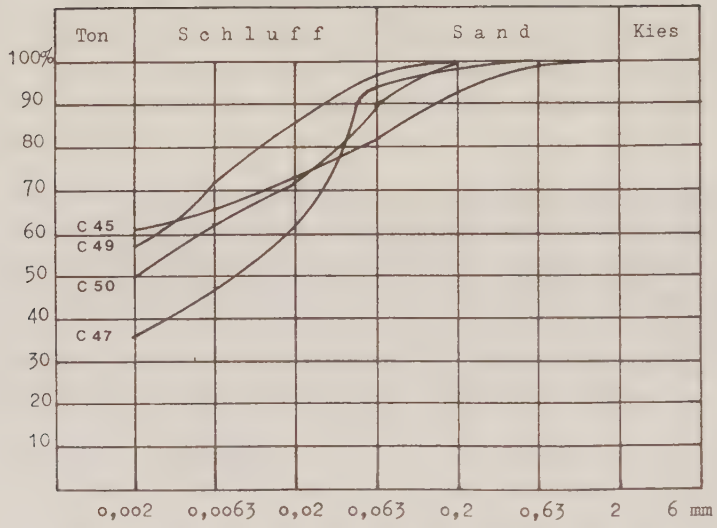


Abb. 17: Korngrößensummenkurven

schutt des Anstehenden konnte festgestellt werden. Die röntgenologische Untersuchung beweist Kaolinit im Mineralbestand. Die Terra fusca besitzt ein lehmiges Gefüge.

Zwei weitere Lehmreste sind auf der Bergkuppe des Stemmels zu finden, beide unter einer dünnen Hangschuttdecke in kleinen Karstwannen, die einen Durchmesser von 160 - 190 cm haben und eine Tiefe von 65 bis 110 cm. Zum einen handelt es sich um einen gelblich graubraunen Lehm (Probe C 49), der mit fast 60 % Tongehalt Zeugnis von einer intensiven Verwitterung ablegt. Im Mineralbestand ist Kaolinit vertreten. Der andere Lehm ist von hellbrauner Farbe und von seinem Gefüge ziemlich dicht (Probe C 50). Der Tongehalt ist mit 50 % etwas weniger hoch, Kaolinit ist an der Tonmineralgarnitur beteiligt. Beide Lehme weisen einen pH-Wert im sauren Bereich auf (6,4 und 6,5), haben jedoch einen Kalkgehalt, der möglicherweise auf sekundäre Aufkalkung des Sediments zurückzuführen ist. Auf dem Niveau 3 gibt es ansonsten keine Entsprechungen zu diesen Lehmrelikten.

2.4.2. Niveau 2

Paläosolrelikte sind auf dem Niveau 2 nur in sehr geringer Anzahl vorhanden. Auf den Flächenresten der Paderborner Hochfläche konnten mit Ausnahme der Gegend um Essentho keine Sedimente gefunden werden, die ein tertiäres Alter aufweisen. Ebenso waren in den Gebieten der Arnsberger Schichten keine fossilen Bodenrelikte auszumachen, lediglich am Klettenberg südwestlich von Essentho fand sich ein Graulehmrest. Paläoböden sind in Reliktform hauptsächlich an einigen Stellen der Briloner Hochfläche vorhanden. Dabei handelt es sich ausschließlich um Terra fusca.

Eines dieser Terra fusca-Relikte findet sich bei Radlinghausen in 450 m Höhe (R 3477210, H 5700290). Unter einem dünnen, nur 5 cm mächtigen humosen Horizont liegt ein dunkelbrauner stark plastischer Ton, der in trockenem Zustand polyederförmige Gefügekörper absondert und ausgesprochen hart wird (Probe C 53). Der Ton hat lehmiges Gefüge und ca. 75 % Anteile an Korngrößen unter 0,002 mm (Abb. 18). Die Bodenwerte sind niedrig. Der T-Wert beträgt 17,3, der S-Wert 11,8 mval/100 g Boden. Der Mineralbestand der Probe weist

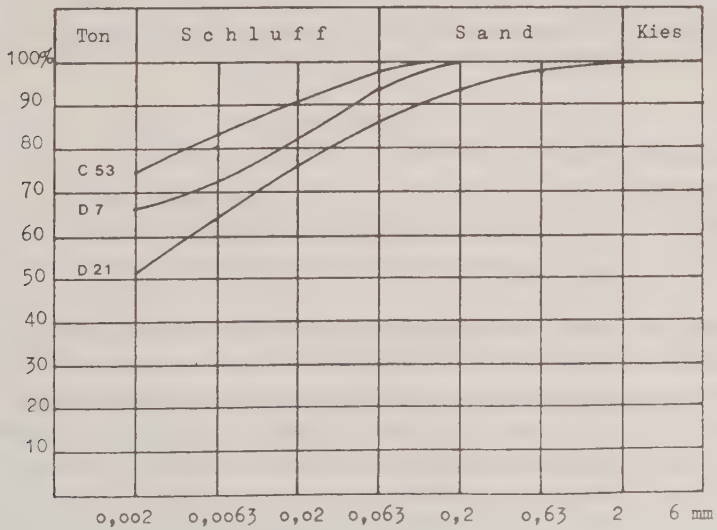


Abb. 18: Korngrößensummenkurven

Kaolinit auf, der in Zusammenhang mit dem hohen Gehalt an Tonsubstanz und den niedrigen Bodenwerten für eine pedogenetische Entwicklung unter Klimabedingungen mit intensiver chemischer Verwitterung spricht.

Von nahezu gleichem petrographischen Habitus ist ein Terra fusca-Relikt am Burhagen südwestlich von Brilon in 480 m Höhe (R 3468120, H 5694080). Die Bodenwerte sind hier noch deutlich niedriger. Die chemische Analyse weist für den T-Wert 8,5 und für den S-Wert 6,5 mval/100 g Boden aus (Probe D 7).

Die Reste einer möglicherweise kaolinithaltigen Terra fusca am Hogesknapp (R 3479260, H 5700560) nordwestlich von Madfeld sind stark kalkhaltig (29,6 % $CaCO_3$). Der hohe Kalkgehalt des Solums erklärt sich aber aus den solifluidal beigemengten Kalkspatpartikeln und ist somit sekundär. Die übrigen Analysedaten sind bis auf den Mineralbestand denen der Probe C 53 ähnlich, mit niedrigen Bodenwerten und hohem Anteil der Korngrößen unter 0,002 mm (Probe D 21).

Im Bereich des Flugplatzes Brilon konnte in einer Höhenlage von 460 bis 480 m Terra fusca festgestellt werden. In einem Graben, der wegen einer Rohrverlegung ausgehoben wurde, waren Reste dieses Paläobodens entlang der Straße vom Romberg bis zur Kreuzung am Landeplatz Brilon häufig zu finden. Das zeugt für eine weiträumige Verbreitung der Terra fusca zumindest für diesen Teil des Niveaus 2.

Terra fusca-Relikte befinden sich ebenfalls auf den Hochflächen nördlich von Essentho und im Forst Dalheim. Untersuchungen an diesen Paläosolen wurden von MNICH (1979, S. 133 - 138) durchgeführt und ergaben hinsichtlich der Pedogenese, daß "Verwitterungseinflüsse des Jungtertiärs" für die Paläoböden charakteristisch sind, insbesondere wegen der Beteiligung von Kaolinit an der Tonmineralgarnitur. Diese Schlußfolgerung ist aber im Hinblick auf das in diesem Gebiet anstehende Gestein nicht unproblematisch, da Cenomanpläner und -mergel im Normalfall Kaolinit enthalten[1], welcher nunmehr Bestandteil des Solums geworden sein kann, ohne daß sich durch Verwitterungsprozesse Kaolinit gebildet haben muß. Dennoch ist sehr wahrscheinlich, daß Kaolinit in den angesprochenen Terra fusca Resten auch durch Verwitterungseinflüsse entstanden ist, da die niedrigen T-Werte (Probe 9 = 15,9, Probe 10 = 16,2 mval/100 g Boden, S. 133) für eine wesentliche Beteiligung des Kaolinits am Mineralbestand sprechen (vgl. ARENS 1963, S. 66).

[1] Frdl. Mitteilung von Herrn Dr. STADLER, Geologisches Landesamt, Krefeld.

Am Betterbruch nördlich des Klettenberges befinden sich in 463 m Höhe die Reste eines Graulehms, der ebenfalls von MNICH (1979, S. 151 - 159) analysiert wurde. Die Befunde ergaben eine Beteiligung von Kaolinit neben Illit und Chlorit am Tonmineralbestand des Solums, verweisen aber auch auf eine Durchmischung des "vermutlich tertiären Graulehms" mit jüngeren Sedimenten, so daß nunmehr kein reiner Graulehm, sondern ein polygenetisch entstandenes Bodensubtrat vorliegt. Dennoch wird das Bodenrelikt "noch immer durch die tertiäre oder ältere Verwitterungskomponente entscheidend bestimmt". Nach MÜCKENHAUSEN (1977, S. 122 f) entsteht der Graulehm unter tropischem und wahrscheinlich subtropischem Klima, wobei hohe Bodenfeuchte notwendig ist, so daß die Graulehmvorkommen an Ebenen und Mulden gebunden sind. Obwohl MÜCKENHAUSEN die fossilen Graulehme der Eifel im wesentlichen für präoligozän hält, soll es ebenfalls zwischen Oligozän und Pliozän zur Graulehmbildung gekommen sein (MÜCKENHAUSEN 1958, S. 497).

Weitere tertiäre Verwitterungsrelikte befinden sich auf dem Hessenkamp (460 bis 470 m) nordwestlich von Scharfenberg. PAECKELMANN (1928 b, S. 258 ff) berichtet von Eisenocker- und Manganerzvorkommen in den Dolinen des Massenkalkes. Die Erze sollen sich in wenig bewegtem Wasser abgesetzt haben, in einem See oder in einem Sumpf. Die Entstehungszeit der Erze wird in das Alttertiär gelegt. Leider konnten keine Überreste aus den ausgebeuteten und z.T. zugeschütteten erzhaltigen Dolinen zum Zwecke der Analyse geborgen werden.

2.4.3. Niveau 1

Auf dem Niveau 1 lassen sich an zahlreichen Lokalitäten Überreste fossiler Böden nachweisen, die meist als Terra fusca anzusprechen sind. Vollständige autochthone Profile sind allerdings nicht mehr zu erschließen, umgelagerte oder gekappte Bodenrelikte scheinen die Regel zu sein. Häufig sind Bodenreste auch nur in Spalten, Schlotten und kleinen Karstwannen konserviert.

Außerordentlich viele Terra fusca Reste befinden sich auf dem 420 m hochgelegenen Flächenstück zwischen dem Gallberg und der Höhe 461 m. In einer dort befindlichen Kalkspatgrube (R 3472000, H 5697600) konnte ein Profil aufgenommen werden, das über eine Länge von ca. 10 m gut aufgeschlossen war

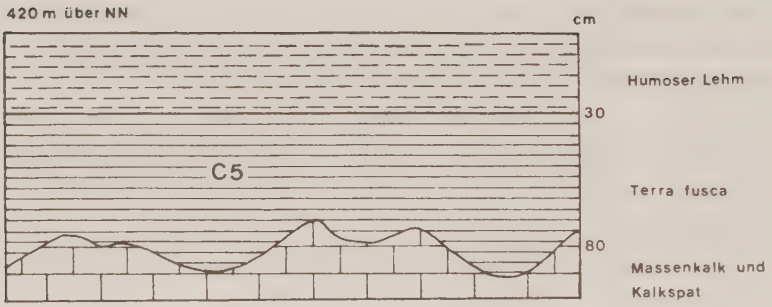


Abb. 19: Profil 5, Nördlich Brilon, (R 3472000, H 5697600)

und sich darüber hinaus auch in anderen, allerdings nicht zugänglichen Teilen der Grube hinzog (Abb. 19).

Das Profil beginnt an der Oberfläche mit einem graubraunen humosen, gut durchwurzelten Lehm von krümeliger Struktur und einer Mächtigkeit von 20 bis 30 cm. Der im liegenden folgende Horizont besteht aus einem stark verwitterten Ton (Probe C 5). Das Korngrößenmaximum liegt bei 87 % im Bereich der Fraktion unter 0,002 mm (Abb. 22). Die Farbe des Solums ist rötlich gelbbraun (10 YR 4/4). In feuchten Zustand erweist es sich als ausgesprochen plastisch mit großem Quellungsvermögen und starker Adhäsion, im trockenen Zustand dagegen schrumpft es unter Absonderung von kantigen Polyedern. Das Substrat ist völlig entkalkt und hat einen niedrigen pH-Wert im sauren Bereich von 5,7.

Die röntgenspektrographische Untersuchung weist bei der Probe C 5 Kaolinit auf, der, aufgrund des niedrigen T-Wertes von 17,6 mval/100 g Boden, ein wesentlicher Bestandteil der Tonmineralgarnitur sein muß.

Ausgangsgestein ist im Bereich des Profils Massenkalk und Kalkspat. Der Kalkspat zeigt sich im Kontaktbereich mit dem Bodenrelikt z.T. angewittert und bröckelig und weist an den Flächen der Spältchen und Risse Absonderungen von Eisen auf. Da der Massenkalk der bisherigen Erfahrung nach keine kaolinitischen Bestandteile enthält[1], muß mit einer kaolinitbildenden klimatisch gesteuerten Bodenbildung gerechnet werden.

Hinsichtlich der Korngrößenverteilung ist das Solum vergleichbar mit dem B 2-Horizont eines Terra fusca Profils, das MÜCKENHAUSEN (1977, S. 190 f) anführt. Die prozentuale Verteilung der Korngrößen ist sehr ähnlich, eine Abweichung ist nur in der Mittelschlufffraktion gegeben. Es handelt sich hier offenbar um ein fossiles Relikt aus dem tieferen B-Horizont einer Terra fusca, die durch Erosion gekappt wurde. Das Relikt liegt insofern möglicherweise in autochthoner Lagerung vor.

Auf dem gleichen Flächenstück lassen sich in einiger Entfernung zu der Kalkspatgrube weitere, z.T. gut erhaltene Terra fusca Reste finden. Von einem dieser Relikte wurde eine Probe entnommen (C 115, R 3474140, H 5697580). Die Korngrößensummenkurve zeigt ebenfalls ein stark verwittertes Solum mit einem Tongehalt von 75 %. Hinsichtlich des lehmigen Gefüges weist das Solum die gleichen Eigenschaften auf wie das zuvor beschriebene (C 5). Die Tonmineralanalyse erbrachte Kaolinit, im übrigen ist der Mineralbestand im wesentlichen kongruent mit jenem der Probe C 5. Auch die anderen Bodenwerte liegen bei beiden Proben in den gleichen Bereichen.

Beide Terra fusca Reste zeichnen sich durch den gleichen petrographischen Habitus aus. Somit kann auf eine gleichartige Pedogenese unter klimatischen Bedingungen, die zu intensiven Verwitterungsprozessen neigten, geschlossen werden.

Mehrere Terra fusca Reste finden sich auch auf dem Gallberg (431,1 m) nordöstlich von Brilon (R 3471440, H 5696900). Diese liegen in allen Fällen in kleinen Karstwannen von maximal 2,5 m Länge unter einer teilweise über einem Meter mächtigen Hangschuttdecke. Eine Probe vom Gallberg ist in den Summenkurven der Korngrößen mit aufgenommen (Abb. 22, Probe A 63).

---

[1] Frdl. Mitteilung von Herrn Dr. STADLER, Geologisches Landesamt, Krefeld.

Terra fusca-Relikte wurden auch in Brilon gefunden, in einer Höhenlage von 420 m (Probe C 110). Die Aufschluß zeigte die Terra fusca über dem Massenkalk sowie als eine Füllung der Spalten und Schlotten. In die Karsthohlräume ist das Terra-Material offenbar aus der näheren Umgebung umgelagert worden.

Die Probe (C 110) hat einen hohen Tongehalt von 50 % und ist hinsichtlich ihres petrographischen Habitus sowie ihrer chemischen und physikalischen Analysenwerte mit den übrigen untersuchten Terra fusca-Relikten des Niveaus gleichzustellen.

Wenn auch hier offenbar keine autochthone Lagerung der Paläosole vorliegt, so unterstützt der Aufschluß in Verbindung mit den zuvor beschriebenen Profilen die Annahme, daß die Terra fusca weiträumige Verbreitung auf dem Niveau 1 gehabt haben muß.

Auch im nördlichen Bereich der Briloner Hochfläche ist Terra fusca vorhanden. Südlich von Nehden konnte in 420 m Höhe (R 3475360, H 5699780) folgendes Profil aufgenommen werden:

Zuoberst findet sich ein gering mächtiger (10 cm), lehmiger, mäßig humoser Horizont. Im Liegenden folgt ein ca. 70 cm mächtiges Terra fusca-Relikt (Probe C 52), darunter ein hellgrauer Ton (5 Y 7/1, Probe C 51). Die Mächtigkeit dieses Tons konnte nicht genau bestimmt werden, da die Tiefe des Profils nicht bis zum Anstehenden reichte. Bohrungen ergaben, daß der Ton wohl über 60 cm Mächtigkeit aufweisen konnte. Das Anstehende besteht laut geologischer Karte aus Massenkalk.

Der Habitus der Terra fusca entspricht in Gefüge und chemischen Analysen dem Aufbau der zuvor beschriebenen Paläosole, auch der Mineralbestand ist mit den übrigen Funden im wesentlichen identisch. An der Tonmineralgarnitur sind Illit und Kaolinit am deutlichsten beteiligt. Die Korngrößenanalyse zeigt, ähnlich wie bei Probe C 110, 50 % Ton.

Der liegende Ton zeichnet sich durch einen hohen Verwitterungsgrad aus. Der Anteil der Korngrößen unter 0,002 mm liegt bei 87 %. Der Ton ist völlig kalkfrei und hat einen pH-Wert von 5,7 im sauren Bereich und niedrige Bodenwerte. Der T-Wert liegt bei 10,6 und der S-Wert bei 5,1 mval/100 g Boden. An der Tonmineralgarnitur ist Kaolinit beteiligt, Eisenhydroxid ist im Mineralbestand nicht enthalten.

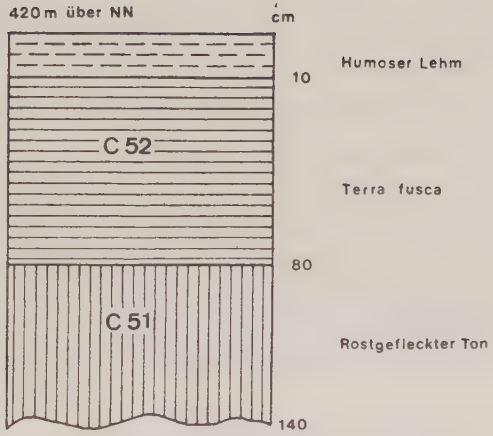


Abb. 20: Profil 6, Nehden, (R 3475360, H 5699780)

Möglicherweise handelt es sich um den fossilen Reduktionshorizont eines Gleys aus dem Bereich einer ehemaligen Alme. Die Terra fusca dürfte sich nicht primär auf diesem Sediment gebildet haben, da für sie das entsprechende Ausgangsgestein hier nicht vorliegt, sondern ist durch Umlagerungsprozesse an ihren Ort gelangt.

Ein ebenfalls hellgrauer Ton (10 YR 7/1) konnte auch in einer Kalkspatgrube am Nehdener Weg in einer Spalte beobachtet werden (Probe A 76). Der Anteil der Tonfraktion liegt bei 63 %. Der pH-Wert (7,0) und die Bodenwerte (T = 22,5, S = 22,5 mval/100 g Boden) liegen höher als bei der Probe C 51.

Terra fusca-Relikte sind auch auf den Verebnungsresten des Sintfeldes vorhanden. Sie konnten allerdings nur durch Bohrungen ausgemacht werden und sind stark mit den jungen Verwitterungslehmen der Kreide vermischt.

In einer Baugrube am Nehdener Weg zwischen Brilon und Nehden (R 3472260, H 5697640) wurde bei 420 m Höhe ein Profil aufgenommen, dessen Schichten fluviatile Sedimente in situ darstellen (Abb. 21). Die Möglichkeit, daß diese Schichten pleistozäne Hangschuttdecken repräsentieren, ist aufgrund der

wesentlich gleichmäßigeren Korngrößenverteilung als in Hangschuttdecken üblich ausgeschlossen (vgl. dazu Probe C 13, Abb. 25). Ferner sind keinerlei Kalksteinschotter in die Sedimente eingearbeitet, wie sie die Hangschuttdecken des Arbeitsgebietes aufweisen. Die kleinen Kiese, die in einzelnen Schichten vorkommen, bestehen fast ausschließlich aus Quarzmaterial und sind im Zusammenhang mit der Herkunft der Sedimente zu sehen.

Der oberste Teil des Profils war abgeschoben. Er bestand aus einer Humusschicht, deren Mächtigkeit nicht mehr angegeben werden kann. Schicht 1 des Profils besteht aus einem Lehm (10 YR 4/4) mit teilweise ausgeprägten kleinen helleren und dunkleren Partien und hellen bänderförmigen Einlagen von 2 bis 3 mm Durchmesser (Probe C 39). Das Korngrößenmaximum des Sediments liegt mit 54 % in der Tonfraktion. Die 30 cm mächtige Schicht liegt diskordant über den liegenden Schichten 2 und 3, so daß die Akkumulation derselben erst nach teilweiser Erosion mindestens der beiden unteren Schichten erfolgte.

Die im Liegenden folgende, 33 cm mächtige Schicht 2 besteht aus einem sehr dichten Lehm (5 Y 5/3, Probe C 40), mit einem ebenfalls hohen Tongehalt. Das völlig entkalkte Sediment zeigt eine weniger gleichmäßige Korngrößenverteilung als die Probe C 39, was durch den nochmals leichten Anstieg im Korngrößenbereich von 2 bis 6 mm hervorgerufen wird. Die kleinen, im Lehm eingelagerten Kiese erreichen einen Durchmesser bis zu 5 mm, in den meisten Fällen aber nur bis 3 mm. Im wesentlichen bestehen sie aus z.T. ideomorphen Quarzen, aus einigen Lyditen und nicht identifizierbaren eisenverkrusteten Kiesen. Der z.T. gute Rundungsgrad insbesondere der Quarze könnte für eine schon primäre Zurundung vor Verwitterung und Transport sprechen, da die petrographische Zusammensetzung der Gerölle mit der des cenomanen Grünsandes identisch ist, lediglich die wenig verwitterungsresistenten Komponenten wie Kalk und Mergel fehlen. Nach HEITFELD (1957, S. 97) findet man im Grünsand Quarze, Lydite, Kalk und Mergel sowie ideomorphe Quarze. Das Sediment enthält somit Verwitterungsresiduen des cenomanen Grünsandes, über dessen ursprüngliches Herkunftsgebiet nichts gesagt werden kann, außer der Wahrscheinlichkeit, daß die Hochlagen des näheren Einzugsgebietes als Lieferstätten in Frage kommen. Grünsandrelikte sind in der näheren Umgebung rezent nicht mehr vorhanden.

Die im Liegenden folgende Schicht 3 weist einen niedrigeren Verwitterungsgrad auf (Probe C 41). Sie ist 27 cm mächtig, besteht aus einem plastischen

Lehm (10 YR 5/6) und beinhaltet die gleichen kleinen Gerölle wie die hangende Schicht.

Schicht 4 (Probe C 42), direkt über dem anstehenden Massenkalk liegend, besteht aus einem Lehm, der weniger dicht wirkt als die hangenden Lehme. Die Schicht ist ca. 60 cm mächtig, wird teilweise etwas sandiger und zeichnet sich durch einzelne eingearbeitete Tonlinsen aus (Proben C 35, C 36).

Die Tonlinsen haben einen wechselnden petrographischen Habitus. Während die Probe C 35 einen sehr zähen, stark verwitterten Ton (ca. 85 % der Korngrößen unter 0,002 mm) von gelber Farbe zeigt, weist C 36 einen mittelgrauen, ebenfalls sehr zähen Ton aus, mit allerdings nur 58 % der Korngrößen unter 0,002 mm. Die Tone sind wie Schicht 4 völlig kalkfrei. Außer den kleinen Geröllen, identisch mit denen der hangenden Lehme, sind verstreut einige größere Quarzgerölle oder verkieselte Gerölle auszumachen. Sie übersteigen einen Durchmesser von 3 cm nicht.

Aus dieser Tatsache semiarides Klima zu folgern erscheint als Überinterpretation. Auch in humidem Klima kann Ton völlig austrocknen, bei einem plötzlichen Regenguß losgerissen und nach kurzer Zeit sedimentiert werden.

Die Bodenwerte der Proben C 39 bis C 42 liegen alle unter 10 mval/100 g Boden. So sind die T-Werte im Bereich von 6,0 bis 8,4 und die S-Werte von 1,8 bis 5,4 angesiedelt.

Alle Horizonte sind vollständig entkalkt. Die pH-Werte bewegen sich im sauren Bereich zwischen 5,6 und 5,9.

Die westlich im Profil folgende Schicht 5 (Probe C 44) besteht aus abgespülter Terra fusca und zeigt Spuren erosiver Einwirkung in Form von Rinnenbildung. Die Korngrößensummenkurve und der Mineralbestand sind identisch mit den gleichen Faktoren eines Terra fusca-Reliktes in unmittelbarer Nähe in 420 m Höhe (vgl. Probe C 112). PH-Werte und Entkalkungsgrad gleichen sich ebenso wie T- und S-Werte.

Die röntgenologische Untersuchung des Mineralbestandes weist für sämtliche Proben (C 35, C 36 wurden von der Untersuchung ausgeschlossen) Kaolinit auf. Da für den Massenkalk und den bisher untersuchten Grünsand im Bereich der westfälischen Kreidebucht der Kaolinit eine völlig untypische Komponente ist[1], kann dieser nur durch einen kaolinitbildendes Klima entstanden sein.

[1] Frdl. Mitteilung von Herrn Dr. STADLER, Geologisches Landesamt, Krefeld.

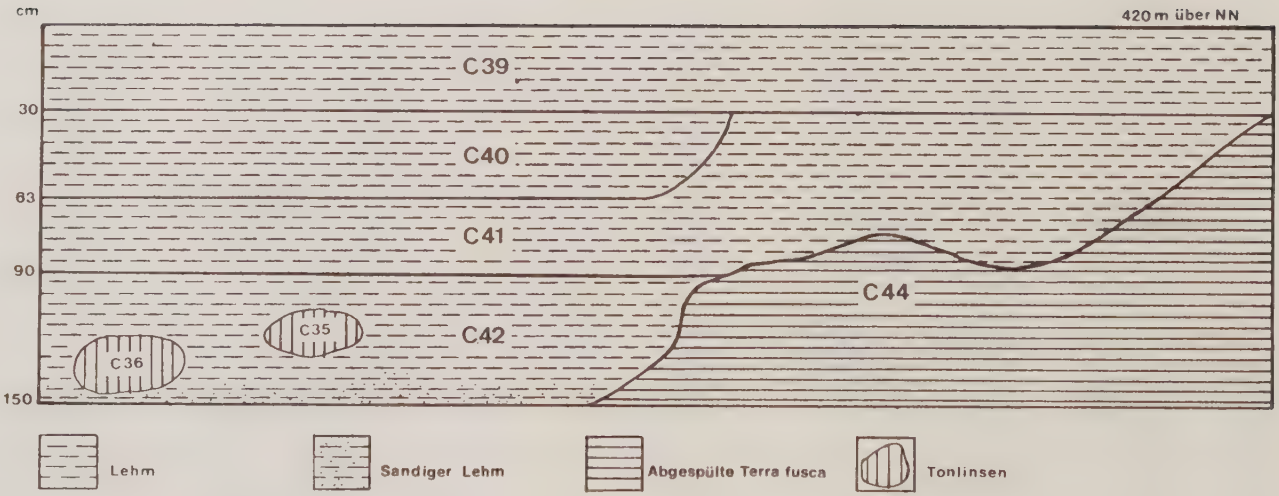
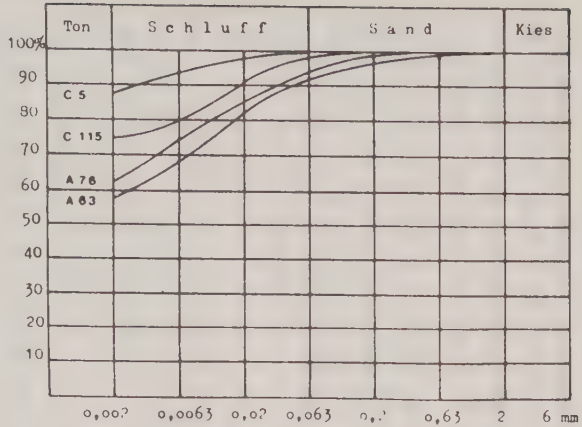
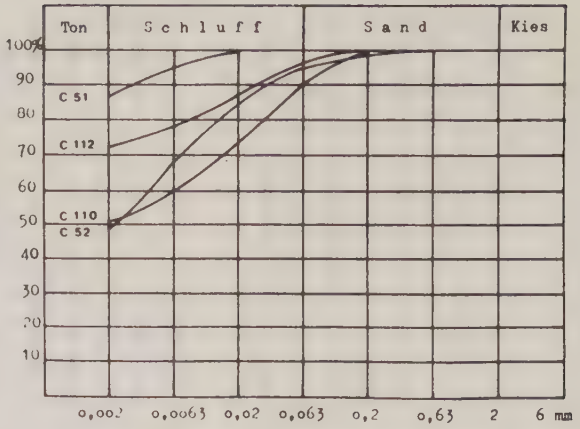
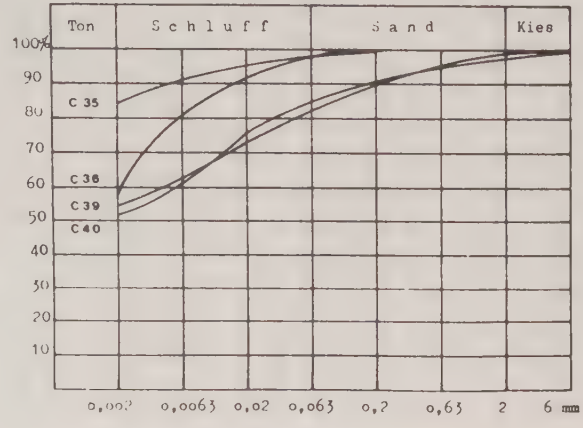


Abb. 21: Profil 7, Nördlich Brilon, (R 3472260, H 5697640)







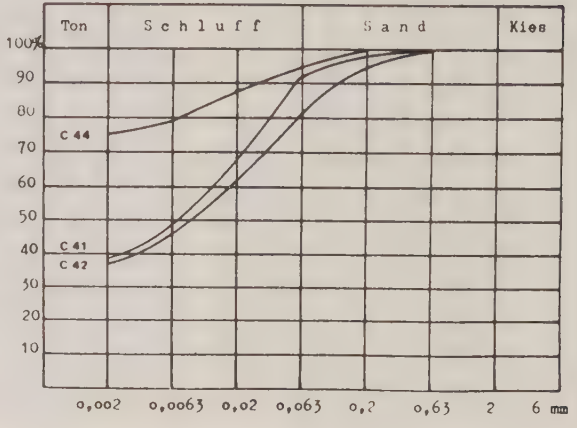


Abb. 22: Korngrößensummenkurven

Die zum rechten Rand hin auskeilenden Schichten deuten darauf hin, daß die Sedimente zum Uferbereich des Gewässers gehören. Die zahlreichen Diskordanzen und Rinnenbildungen verweisen auf einen lebhaften Wechsel von Erosion und Sedimentation.

Im gesamten Bereich des Niveaus 1 läßt sich eine Schotterstreu verfolgen, die auf eine zur Zeit dieses Niveaus bestehende Entwässerungsrichtung hindeutet. Die petrographische Ausbildung der Schotter ist unabhängig vom jeweils anstehenden Gestein und läßt mit einiger Sicherheit Rückschlüsse auf das Einzugsgebiet und damit auf Weg und Verlauf des fossilen Flußsystems zu (Abb. 23). Die Bestreuung der Flächen ist z.T. außerordentlich dünn und konnte nur nach intensiver Geländebegehung kartiert werden.Die Schotter zeichnen sich im allgemeinen durch hohe Verwitterungsresistenz sowie durch meist gute Zurundung aus.

Im Niveaubereich zwischen Brilon und Thülen findet man, insbesondere auf dem Flächenstück in 420 m Höhe zwischen dem Gallberg und der Höhe 461 m, Sauerlandquarze und Grauwacken. Die Quarze haben einen Durchmesser von 2 bis 7 cm und sind z.T. gut gerundet. Es gibt aber auch Exemplare, die scharfkantig und flach sind und wie ein herausgebrochenes Stück aus einer Quarzader aussehen. Während die gut gerundeten Quarze wahrscheinlich aus Relikten des cenomanen Grünsandes stammen, läßt sich für die scharfkantigen Exemplare als wahrscheinliches Herkunftsgebiet das Gebiet unmittelbar südlich von Thülen bestimmen. Dort stehen Kulmgrauwackenschiefer und Grauwacken an, die mit Quarzadern durchsetzt sind. Von dem Geländestück "Auf dem Scheid" sind die Grauwacken und Quarze offensichtlich zwischen dem Schaaken und dem Heimberg auf das Niveau 1 transportiert worden. Durch den kurzen Transport ist die generell nicht besonders gute Zurundung zu erklären. Die absolut scharfkantigen Quarze sind wahrscheinlich an Ort und Stelle aus den Grauwacken herausgelöst worden. Die Grauwacken sind nur kantengerundet und in geringerer Anzahl vorhanden als die Quarze.

Schotter, die nicht verwitterungsresistent sind, jedoch in der näheren Umgebung anstehen, fehlen. So sind weder die dunklen kalkigen Briloner Tonschiefer noch die Kulmtonschiefer von Thülen vorhanden. Das Fehlen dieser Gesteinskomponenten auf dem Niveau 1 läßt den Schluß zu, daß diese dort nicht zur Sedimentation gelangten, also nicht auf das Niveau 1 transportiert worden oder inzwischen völlig verwittert sind. Andererseits lassen die Quarze und Grauwacken auf eine Abtragungsleistung in den umliegenden Hochgebieten

schließen, so daß das Nichtvorhandensein der Tonschiefer nur auf klimatische Gegebenheiten mit starken chemischen Verwitterungsbedingungen zurückzuführen ist (vgl. auch BIBUS 1973, S. 15).

Weiter talabwärts, im Bereich von Nehden, liegen auf einem Flächenstück in 410 bis 420 m Höhe die gleichen Schotterkomponenten, Quarze und Grauwacken. Die Quarze sind gerundet, die Grauwacken kantengerundet. Der Transportweg könnte hier auch direkt über Thülen verlaufen sein, zwischen dem Stemmel und der Höhe 455,2, zumal man ein weitverzweigtes Netz vom eigentlichen Flußlauf zu den einzelnen Quellen annehmen kann. Eine bessere Rundung der Quarze und Grauwacken als bei Brilon konnte nicht festgestellt werden. Auf eine Analyse des Zurundungsgrades mußte verzichtet werden, da zu aussagekräftigen statistischen Vergleichen nicht genügend Schottermaterial zur Verfügung stand.

Im weiteren Verlauf des Niveaus fanden sich Schotter aus den gleichen Komponenten, Grauwacken und Quarzen, auf Flächenstücken, die bereits auf dem Cenoman ausgebildet sind. Auf den isoliert lagernden Kreideschollen nordwestlich von Alme, die ebenfalls Niveaurelikte darstellen, ließ sich die Schotterstreu unter der Waldbedeckung nicht verfolgen. Die Niveaureste auf dem Cenoman sind das Geländestück "Auf dem Molmschen", in etwa 370 bis 380 m Höhe und das nordwestlich folgende Flächenstück südlich von Weiberg, dessen Höhenlage sich im Bereich von 370 m bewegt. Der Abstand der beiden Niveaurelikte zur Alme beträgt 100 m. Die Bestreuung durch die Schotter ist nur sporadisch, die Quarze sind gerundet, die Grauwacken kantengerundet.

Als Herkunftsgebiet dieser Schotter kommt nicht nur die Briloner Hochfläche in Frage. Zusätzlich können Schotter aus den Grauwacken der Arnsberger Schichten, im Norden und Nordwesten der Briloner Hochfläche anstehend, in das Sedimentationsgebiet transportiert worden sein. Ein solcher Transport wäre sehr wahrscheinlich, da im westlichen Bereich des Niveaus 1 nördlich der Briloner Massenkalkfläche Hochgebiete aus Grauwacken und Grauwackenschiefern existieren, die zu dieser Zeit wahrscheinlich schon von ihrer Kreidebedeckung befreit worden waren. Auch auf diesen Flächenresten konnten keine leicht verwitterbaren Schotterkomponenten festgestellt werden, wie sie im Einzugsgebiet vorhanden sind. Weder Massenkalk noch Kulmtonschiefer waren unter der Schotterbestreuung nachzuweisen.

Im Staatsforst Büren befindet sich das letzte nördlich gelegene Niveaurelikt in 350 m Höhe ca. 115 m oberhalb der Afte. Westlich von Büren existiert nur

noch am Knochenberg ein kleiner Flächenrest in 350 m Höhe sowie auf dem Knickberg in 330 m Höhe. Die Schotterbestreuung weist eine identische Zusammensetzung auf und ist in gleicher Weise sporadisch wie auf den südlich gelegenen Niveaurelikten. Auf dem Knickberg kommen außerdem Gaultsandsteinschotter hinzu. Weitere Restflächen sind flußabwärts nicht mehr vorhanden.

Auf den Flächenresten des Niveaus 1 im Bereich des Aftetales lassen sich ebenfalls Schotter ausmachen, die von einer ehemaligen Entwässerung auch aus dieser Richtung zeugen. Auf dem Bösenberg, einer Verflachung nördlich von Essentho, sind Buntsandstein- und Grauwackenschotter nachgewiesen. Die Grauwacken sind gut kantengerundet mit einem Durchmesser von teilweise 20 cm. Die Buntsandsteine sind zwar auch kantengerundet, machen aber einen sehr angewitterten Eindruck. Die Durchmesser sind mit höchstens 10 bis 12 cm deutlich geringer. Die Herkunftsgebiete der Buntsandsteine liegen im Osten im Bereich des südlichen Eggegebirges, die Herkunftsgebiete der Grauwacken in den Hochgebieten südlich und südwestlich von Essentho.

Aus der Existenz von Grauwackenschottern auf dem Bösenberg kann gefolgert werden, daß das Gebiet südwestlich von Essentho bereits weitgehend von der Kreide befreit gewesen sein muß, da bei einer Kreidebedeckung der Karbonschichten die Grauwacken nicht auf die Kreideflächen transportiert worden wären.

Gault-Sandsteinschotter sind südöstlich von Helmern im Bereich der Wasserscheide zwischen Afte und Altenau vorhanden. Die Schotter liegen in 360 m Höhe am Hang der kleinen Mulde zwischen der Höhe 383,3 am Kittelbusch und dem Eiler Berg. Schotter der gleichen Art lassen sich im Bereich des Kerbtals Sonnenborn feststellen. Es ist anzunehmen, daß diese Schotter vom Eiler Berg dorthin umgelagert wurden, da auf dem Eiler Berg gleiche Sandsteingerölle anzutreffen sind.

Der petrographische Habitus der Schotter entspricht etwa dem des anstehenden Gault-Sandsteines der Egge. Sie sind bei gleicher Farbgebung (dunkelrot) etwas gebleichter und weisen eine etwas feinere Körnung auf. Daneben taucht auch gelblichweißer Sandstein auf, der petrographisch dem Neocomsandstein der Egge gleicht. Die Kantenlängen der Schotter reichen teilweise bis zu 11 cm und ihre ursprüngliche Rundung weist viele Spuren nachträglicher Verwitterung auf, so daß die Schotter teils kantig erscheinen. Der dichtere Habitus und die etwas feinere Körnung weisen auf eine festere und härtere

Ausbildung des Gesteins als die meist etwas mürben rezent anstehenden Gesteine. Diese dadurch erzielte Verwitterungsresistenz ist offensichtlich verantwortlich dafür, daß die Schotter so weit transportiert wurden und bis heute erhalten sind.

Im Bereich des Möhnetals lassen sich Gerölle nur auf dem Raumberg (425,8 m) und dem Flotsberg (432,1 m) sowie der Verflachung südwestlich am Kapellenstein südlich von Wülfte in Form von äußerst wenigen Quarzen und Grauwacken nachweisen. Talabwärts konnten keine weiteren Relikte des Niveaus 1 kartiert werden, mithin auch keine Sedimente, die einen ehemaligen Möhnelauf im Gebiet der Briloner Hochfläche zur Zeit des Niveaus 1 belegen. Die Entwässerung erfolgte ausschließlich durch das Almetal.

2.5. Zur Problematik der Terra fusca

Die Altersstellung der fossilen Terra fusca in Mitteleuropa wird in der Literatur unterschiedlich beurteilt. Die hinsichtlich dieser Problematik im folgenden untersuchten Arbeiten sollen dahingehend geprüft werden, ob

1. Terra fusca unterschiedlichen Alters existiert,
2. Kriterien für die Datierung vorhanden sind und
3. Terra fusca-Relikte mit denen des Untersuchungsgebietes vergleichbar sind.

Die erste Frage kann nach Durchsicht der Literatur bereits dahingehend beantwortet werden, daß die in Mitteleuropa vorkommenden Terra fusca-Relikte sowohl tertiären, als auch quartären Alters sind. So nehmen ARENS (1963), DAHM-ARENS (1978) und SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL (1979) ein tertiäres Alter der fossilen Terra fusca an, während MÜCKENHAUSEN (1975, etc.) und DIEZ (in MÜCKENHAUSEN 1977) darüber hinaus auch die Existenz pleistozäner Terra fusca sehen. SCHMIDT-LORENZ (1958) und SMOLÍKOWÁ und LOŽEK (1962) weisen pleistozäne Terra fusca nach, die in den Interglazialen entstanden ist.

Im folgenden soll die Frage im Vordergrund stehen, wie sich die Terra fusca bilden konnte und welche unterschiedlichen Merkmale die verschieden alten Paläoböden aufweisen.

MÜCKENHAUSEN (1977, S. 116) nimmt aufgrund zahlreicher Untersuchungen an, daß die "in Mitteleuropa vorkommende Terra fusca ... meist fossil" ist und ein warm-feuchtes Klima für ihre Entstehung benötigt.

MÜCKENHAUSEN (1975, S. 507 f; 1978, S. 23 f) betont besonders, daß für die Genese feuchte Bedingungen notwendig sind (für die Terra rossa eher trockene), so daß entweder Muldenlage, tonreiches Gestein oder ein feuchtes Klima entscheidende Faktoren darstellen. Aufgrund von Untersuchungen an fossilen Böden in der Eifel nennt MÜCKENHAUSEN (1979, S. 20) als Unterscheidungskriterium für eine tertiäre oder aus pleistozänen Warmzeiten stammende Terra fusca ihren Kaolinitgehalt. Während eine tertiärzeitlich gebildete Terra fusca einen solchen besitzt, fehlt er bei der pleistozänen entweder ganz oder weitgehend. Der Grenzwert bezüglich der Kaolinitgehalte tertiärer und pleistozäner Bodenrelikte ist nicht angegeben.

Auch SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL (1979, S. 333) verweisen darauf, daß eine kaolinitreiche Terra fusca mit dem warm-feuchten Tertiärklima in Verbindung gebracht wird und ihr Vorkommen in Mitteleuropa auf altpleistozänen und tertiären Landoberflächen gegeben ist. Ebenso hält KUBIENA (1953, S. 251) die Terra fusca für das "Produkt einer intensiven chemischen Verwitterung".

Bodenuntersuchungen in der Sötenicher Kalkmulde (Eifel), in der Terra fusca-Relikte auf Dolomit und Kalkgesteinen des Mitteldevon weit verbreitet sind, lassen bestimmte Kriterien der tertiär entstandenen Paläosole erkennen (MÜCKENHAUSEN et al 1975): Die Terra fusca, die meistens mit anderem Bodenmaterial vermischt vorliegt, hat ihr Korngrößenmaximum innerhalb der Tonfraktion.

Die Proben haben einen Tongehalt von 42,1 bis 62,5 %. An der Mineralgarnitur sind Illit, Kaolinit und teilweise Chlorit und Goethit beteiligt. Das Tonmineral Kaolinit ist eine Bestätigung für die präpleistozäne Entstehung des Bodens. Allerdings enthält das Dolomitgestein ebenfalls Illit und Kaolinit, wodurch bei Terra fusca-Relikten auf diesem Gestein nicht deutlich wird, ob die Entstehung dieser Tonmineralien auf pedogenetische Prozesse zurückzuführen ist.

Die T-Werte der Böden liegen bei 14,6 bis 18,4 mval/100 g Boden und deuten auf einen hohen Kaolinitanteil der Tonmineralgarnitur, die (sekundär erhöhten) S-Werte bei 17,6 bis 18,3 mval/100 g Boden. Ein Kalkgehalt ist nicht

festzustellen, die pH-Werte (in KCl) liegen mit 6,4 bis 6,6 im sauren Bereich. Die Analysedaten sind den Proben 7476, 7478 und 7485 entnommen (MÜCKENHAUSEN et al, 1975, S. 98).

Nach ARENS (1963, S. 63) benötigt die Terra fusca in ihrer Entstehung tropisches bis subtropisches Klima, wie es in Mitteleuropa von der Kreide bis zum Tertiär herrschte. Die Ergebnisse der Analyse tertiärzeitlich entstandener Terra fusca der Attendorn-Elsper Doppelmulde (DAHM-ARENS 1978) weisen sehr große Ähnlichkeiten mit den zuvor dargestellten Analysedaten von MÜCKENHAUSEN et al, 1975) auf.

Der Massenkalk der Attendorn-Elsper Doppelmulde gehört dem oberen Mitteldevon und dem unteren Oberdevon an. Das Gestein kann 98 % $CaCO_3$ enthalten, ist also ziemlich rein ausgebildet und insofern dem Briloner Massenkalk sehr ähnlich.

Die dem Kalk auflagernde Terra fusca weist ein Korngrößenmaximum im Ton- und Feinschluffbereich auf, mit Tongehalten von meist 45 bis 55 %. Im Mineralbestand ist Quarz (30 %), Illit (35 %) und Kaolinit (34 %) enthalten. Die T-Werte sind mit 10 - 15 mval/100 g Boden sehr gering. Die Terra fusca besitzt darüber hinaus ein sehr dichtes, lehmiges Gefüge.

Untersuchungen an fossilen Böden Nordrhein-Westfalens (ARENS 1963, S. 65 f) zeigen, daß deren T-Werte im allgemeinen bei 10 - 20 mval/100 g Boden, die S-Werte unter 20 mval/100 g Boden liegen und die pH-Werte der Terra fusca durchschnittlich nur 5 bis 5,5 erreichten. Die niedrigen T-Werte sprechen für den sorptionsschwachen Kaolinit als hauptsächlich vorhandenes Tonmineral.

Auch nach Röntgenuntersuchungen ist der Kaolinit an der Tonmineralgarnitur fossiler Böden vorwiegend beteiligt, wogegen er bei rezenten Braunerden am Mineralbestand keinen Anteil hat.

Das Korngrößenmaximum der Terra fusca-Relikte sowie anderer fossiler Böden liegt im Ton- und Feinschluffbereich und ist im Vergleich zu rezenten Böden zugunsten feinerer Korngrößen verschoben.

WIRTH (1970) nimmt für die Terra fusca auf dem devonischen Massenkalk bei Eisborn im Sauerland "auf Grund der Gesamtsituation" (S. 587) ein pleistozänes Alter an. Die Terra fusca liegt dem Massenkalk auf und plombiert eine Karströhre, die zu einem größeren Hohlraum führt, der mit Sedimenten ver-

füllt ist. Das Karstsediment, in dem Hinweise auf Terra fusca fehlen, hat nach Pollenuntersuchungen pliozänes Alter. Die Terra fusca soll in einem Interglazial entstanden sein.

WENZENS (1974 a, S.141) weist hingegen nach, daß die Entstehungszeit der Terra fusca der Iserlohner Kalksenke im "ausgehenden Tertiär" liegen muß. Der Hinweis WIRTHS (1970) auf die Untersuchungen von SMOLÍKOWÁ und LOŽEK (1962) kann eine Datierung nicht unterstützen, da keine vergleichbaren Werte angegeben werden.

Die Studien SMOLÍKOWÁS im Karpartenraum haben ergeben, daß sich auf Travertinen der pleistozänen Warmzeiten, außer auf jenen des letzten Interglazials, Terra fusca gebildet hat, während auf pliozänen Travertinen Terra rossa gefunden wurde. Die chemischen Analysen zeigen hohe S- und T-Werte, die in den meisten Fällen über 20 mval liegen, z.T. 40 und 50 mval/100 g Boden übersteigen. Alle Proben sind $CaCO_3$-haltig, die pH-Werte schwanken zwischen 6,75 und 8,4. Die Korngrößenmaxima liegen in der Regel im Tonbereich, aber nur 4 von 11 Proben haben mehr als 50 % Tonanteil.

Wenn auch eine Vergleichbarkeit der Paläosole in so weit auseinanderliegenden Gebieten (Karpartenraum - deutsche Mittelgebirge) problematisch erscheint, so wird doch deutlich, daß sich die analytischen Ergebnisse der pleistozänen Terra des Karpartenraumes von den tertiären Relikten in Deutschland deutlich unterscheiden und zwar in derselben Art, wie sich unsere pleistozänen Bodenrelikte von den tertiären Böden absetzen (s.u.).

SCHMIDT-LORENZ (1958) untersuchte Terra fusca-Relikte im Südniedersächsischen Bergland, die eemzeitliches und auch holozänes Alter haben. Die Datierung von Terra fusca in das Eem-Interglazial ist aufgrund der Geländebefunde gesichert, denn man findet die Paläoböden sowohl auf der Leinemittelterrasse als auch auf Moränen und Fließerden aus der Saalezeit. Die Deckschichten aus dem Weichselglazial beweisen wiederum das Prä-Weichsel-Alter der Böden.

Die physikalischen und chemischen Untersuchungen erbrachten Merkmale, die sich von tertiärzeitlichen Terra fusca-Böden deutlich unterscheiden. Die röntgenologische Untersuchung der Tonfraktion ergab, daß an Tonmineralien nur Illit vorhanden ist. Die T-Werte der Terra fusca liegen zwischen 30 und 40 mval/100 Boden. Fast alle Proben sind $CaCO_3$-haltig. Die pH-Werte liegen generell zwischen 6,0 und 7,4. Die Korngrößenverteilung zeigt aller-

dings, daß auch die pleistozänen Paläoböden einen relativ hohen Tongehalt vorweisen können, in mehr als der Hälfte der Proben ist die Tonfraktion mit über 50 % Anteilen vertreten; selten sind allerdings Tongehalte, die bei 75 % liegen.

Wenig untermauert erscheint mir die Annahme, daß sich im Holozän im Südniedersächsischen Bergland Terra fusca entwickelt hat und sich auch weiterhin noch entwickelt, da die klimatischen Verhältnisse nicht dafür sprechen. Nach DAHM-ARENS[1] kann sich Terra fusca in Deutschland heute nur in extrem günstigen Klimabereichen bilden, beispielsweise in exponierten Lagen des Kaiserstuhls.

Die unterschiedlichen Merkmale tertiärer und pleistozäner Terra fusca, soweit aus der Literatur entnehmbar, sollen nunmehr zusammenfassend dargestellt werden:

A. Tertiäre Terra fusca
   1. Kaolinit ist überwiegend oder mit hohem Anteil an der Tonmineralgarnitur vorhanden.
   2. Die T-Werte liegen generell zwischen 10 und 20 mval/100 g Boden und deuten damit auf eine hohe Beteiligung des Kaolinits an den Tonmineralien.
   3. Die S-Werte liegen im allgemeinen unter 20 mval/100 g Boden.
   4. Sofern keine sekundäre Aufkalkung vorliegt, ist das Solum kalkfrei.
   5. Die pH-Werte liegen im sauren Bereich, unterscheiden sich aber nicht immer deutlich von denen pleistozäner Terra fusca, die ebenfalls sehr niedrig sein können.

B. Pleistozäne Terra fusca
   1. Kaolinit ist nicht oder nur sehr wenig vorhanden.
   2. Die T-Werte liegen deutlich über 20 mval/100 g Boden, sie erreichen nach den vorliegenden Untersuchungen bis 50 mval.
   3. Die S-Werte liegen im allgemeinen über 20 mval/100 g Boden.
   4. Der Boden enthält meist $CaCO_3$.
   5. Die pH-Werte bewegen sich im sauren und basischen Bereich.

---

[1] Frdl. mündliche Mitteilung von Frau Dr. DAHM-ARENS, Geologisches Landesamt, Krefeld.

Als besonders aussagekräftige Unterscheidungsmerkmale erscheinen nach dem Stand der Untersuchungen Tonminerale und T- bzw. S-Werte, während $CaCO_3$-Gehalt und pH-Wert weniger eindeutig ausgeprägt sind. Es zeichnet sich aber die Tendenz ab, daß bei tertiären Böden kein Kalkgehalt auftritt und die pH-Werte niedriger als bei pleistozänen Böden sind. Der Kalkgehalt kann allerdings auch sekundär erhöht werden, wodurch der S-Wert gleichzeitig ansteigt. Die Korngrößenmaxima sind bei tertiären Böden in der Regel in der Tonfraktion ausgeprägt. Im Gegensatz dazu sind die Korngrößen der interglazialen und rezenten Böden generell zu groberen Fraktionen verschoben. Dennoch weist die pleistozäne Terra fusca z.T. einen ebenso hohen oder sogar höheren Tongehalt auf als eine tertiäre Terra.

Ein Vergleich der bodenphysikalischen und -chemischen Ergebnisse aus der Literatur mit denen der Terra fusca-Proben des Untersuchungsgebietes zeigt, daß die Proben alle Merkmale eines tertiärzeitlich gebildeten Solums enthalten.

Insofern kann die Pedogenese der Terra fusca des Untersuchungsgebietes in das T e r t i ä r zurückverlegt werden.

Die Möglichkeit einer weiteren Einengung der Altersstellung kann unter der Voraussetzung vorgenommen werden, daß die Ergebnisse von DIEZ (Mdl. Mitteilung, in MÜCKENHAUSEN 1977, S. 119) verallgemeinert werden können. Da die Paläosole des Untersuchungsgebietes ein lehmiges Gefüge besitzen, können sie, in Übereinstimmung mit DIEZ, als j u n g t e r t i ä r e Bildungen klassifiziert werden. Eine solche Datierung deckt sich auch mit den eigenen Ergebnissen, die im folgenden dargestellt werden.

2.6. Datierung der Niveaus

Die Problematik einer genetischen Darstellung des Niveaus 3 resultiert besonders aus der Tatsache, daß sich keine unmittelbar datierbaren Sedimente auf dem Niveau befinden. Daher muß versucht werden, die Sedimente mit bisher bekannten und datierbaren Ablagerungen zu korrelieren.

Zu einer Korrelation eignet sich der im Aufschluß Rösenbeck, Schwarzes Haupt (R 3476740, H 5696800) in der Spalte vorgefundene Sand (Probe C 111), der nahezu völlig identisch mit den von SCHRIEL (1954 a) datierten Sanden aus dem Raum Brilon ist.

Die Zeitmarken der Vererzung und der Sande aus den Paffrather Lagerstätten ergeben für die Briloner Sande oligozänes Alter (SCHRIEL 1954 a, b). Der mit den Briloner Sanden identische Sand (C 111) der Spalte am Schwarzen Haupt kann somit, in Übereinstimmung mit SCHRIEL, in das O l i g o z ä n datiert werden.

Daraus ergeben sich folgende Konsequenzen:

1. Im Oligozän lag ein verkarstetes Niveau vor, von dem die Spalte ausging, in welche der Sand sedimentiert wurde.
2. Die Anlage des Niveaus hat mindestens oligozänes Alter.

Aus diesen Erkenntnissen ergibt sich die Frage, ob das oligozäne Niveau mit der heutigen Landoberfläche, dem Niveau 3, parallelisiert werden kann. Diese Frage kann aus dem Aufschluß unmittelbar nicht beantwortet werden, da der Sand (C 111) nicht direkt mit der Oberfläche des Niveaus 3 in Verbindung zu bringen ist.

Eine Korrelation kann jedoch indirekt durchgeführt werden, denn der hellgraue Lehm (Probe C 62) unterhalb des Sandes in der Karstspalte ist hinsichtlich seines petrographischen Habitus mit anderen, z.T. auf der Fläche liegenden Sedimenten identisch. Zum Vergleich konnten Korngrößen, Farbe, Rückstandsanalysen und Bodenwerte sowie die stratigraphische Position herangezogen werden (vgl. Kapitel 2.4.1.).

Die Übereinstimmung zwischen den Sedimenten C 62, C 47, C 16/C 17 bezieht sich auf folgende Punkte:

1. Die Sedimente liegen stratigraphisch auf dem Niveau 3, C 62 in einer Spalte, C 16/C 17 in einer Doline und C 47 in situ auf der Fläche.
2. Die Korngrößensummenkurven der Residuen stimmen signifikant überein, sie haben auch keinerlei Ähnlichkeit mit anderen Summenkurven.

3. Die Farben decken sich.

4. Die Rückstandsanalysen weisen die gleichen Komponenten auf und lassen vermuten, daß die Sedimente aus kretazischen Gesteinen sind.

5. Die Bodenwerte bewegen sich innerhalb der gleichen Größenordnungen.

6. Die Tonmineralien der Proben C 16/C 17 und C 47 sind nahezu identisch (C 62 konnte nicht untersucht werden).

Daraus kann folgendes geschlossen werden:

1. Die Sedimente sind unter gleichen klimatischen Bedingungen zur Zeit der Entstehung des Niveaus 3 gebildet worden.

2. Die Sedimente können mit dem Niveau 3 korreliert werden, sie sind während der Flächenbildung entstanden.

3. Der oberhalb des Lehms (C 62) liegende Sand (Probe C 111) kann ebenfalls mit der Verebnung korreliert werden, insbesondere, da der Sand sich mit Lehmen aus dem darunterliegenden Schichtkomplex in Kreuzschichtungen eng verzahnt.

4. Die Sedimente wurden in Karsthohlformen gespült, die von dem Niveau 3 ausgingen, deren Anlage aber durchaus älter sein kann.

Durch die Korrelation des oligozänen Sandes mit der Oberfläche des Niveaus 3 kann das Niveau datiert werden. Das A l t e r d e s N i v e a u s 3 ist deshalb zumindest o l i g o z ä n. Über den Zeitpunkt der Anlage der Verebnung können keine Aussagen gemacht werden. Es gelingt nur das Mindestalter zu bestimmen.

Weitere Schlußfolgerungen können hinsichtlich der Dynamik der Gley-Böden gezogen werden, die nach MÜCKENHAUSEN (1977, S. 148 ff) nur in Mulden oder muldenförmigen Tälern mit hohem Grundwasserstand entstehen können:

1. Zur Zeit des Gleys bestand im Bereich der östlichen Briloner Hochfläche ein oberflächlicher Abfluß. Das spricht für einen sehr hoch gelegenen Vorfluter, so daß ein Karstwasserfluß nicht mehr oder teilweise nicht mehr ausgebildet war. Ein hochgelegener Vorfluter könnte aber nur zu einer Zeit

bestanden haben, als die unteren Niveaus noch nicht vorhanden waren, das Niveau 3 also noch große Teile des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges umfasste.

2. Zur Zeit der Gleybildung bestand eine größere zusammenhängende Verebnungsfläche des Niveaus 3. Die rezente stratigraphische Position des fossilen Gleys unmittelbar am Stufenhang zum Niveau 2 würde eher die Abschwemmung großer Verwitterungsmassen, als die gleichförmige Sedimentation (wie die z.T. dünne Schichtung darlegt) eines schluffigen Lehm denkbar erscheinen lassen.

3. Der Gleyboden könnte auf eine alte Entwässerungslinie hindeuten, die als Vorfluter eine auf dem Niveau 3 fließende Ur-Hoppecke hatte, zumindest aber auf ein reichlich durchflossenes Spülmuldensystem.

Die eine Gleybildung begünstigenden Geländeformen mögen flachwellige Formen mit muldenartigen Tälern gewesen sein, möglicherweise von der gleichen Art, wie sie für die heutige Landoberfläche des Verebnungsreliktes auf der östlichen Briloner Hochfläche nördlich von Rösenbeck charakteristisch sind.

Die im Oligozän vorgelegene Verkarstung des Niveaus kann nicht mehr aktiv gewesen sein. Die Karsthohlräume wurden bei hohem Grundwasserstand und oberflächlichem Abfluß zusedimentiert und verplombt. Karstlösungsprozesse lassen sich erst wieder zur Zeit der Terra fusca-Pedogenese nachweisen (vgl. Kap. 2.4.1.).

Die Datierung der die Verebnung weiträumig bedeckenden Terra fusca kann nur relativ grob vorgenommen werden. Sie ist einerseits jünger als der liegende oligozäne Sand, andererseits älter als Quartär, da die Bodenanalysen für ein jungtertiäres Alter sprechen.

Die Analysedaten der Terra fusca unterscheiden sich teilweise sehr wenig von denen anderer Sedimente. Signifikante Unterschiede lassen sich weder an den Korngrößenverteilungen, den Tonmineralien, noch an den Bodenwerten nachweisen. Dennoch kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Terra fusca eine u.U. wesentlich jüngere postoligozäne Bildung ist.

Dafür können folgende Aspekte sprechen:

1. Die Terra fusca liegt bei sämtlichen Profilen immer als oberster Horizont der tertiären Sedimente und verzahnt sich teilweise mit Terra fusca-Relikten, die auf der Verebnung dem Massenkalk unmittelbar aufliegen und weiträumige Verbreitung haben.
2. Die älteren tertiären Verwitterungsresiduen sind meist nur in Karsthohlräumen, kaum direkt auf der Fläche festzustellen. Das bedeutet, daß die Pedogenese der Terra fusca erst nach einer fast vollständigen Erosion der Sedimente beginnen konnte.
3. In keinem Aufschluß befinden sich im Liegenden der Terra fusca weitere Relikte dieses Solums, sondern Tone, Lehme und Sande. Aufgrund der Datierung eines Sandes unter der Terra fusca kann angenommen werden, daß sich diese frühestens nach der Erosion der oligozänen Verwitterungsresiduen von dem Niveau 3 gebildet hat.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Pedogenese der Terra fusca sich in einer Zeitspanne vollzogen haben muß, die Miozän und Pliozän umfassen kann. Weitere eindeutige Eingrenzungen der Altersstellung können aufgrund der Befunde zunächst nicht gemacht werden.

Die Paläoböden des Niveaus 2 bestehen in der Hauptsache aus Terra fusca-Relikten. Daneben konnte im Bereich des Schiefergebirges Graulehm nachgewiesen werden.

Eine Datierung der Verebnung ist an Hand der Paläosole nicht möglich, da diese hinsichtlich ihrer Altersstellung unbestimmt bleiben. Die Bedingungen der Pedogenese von Terra fusca und Graulehm sind zu verschiedenen Zeiten des Jungtertiärs möglich gewesen. Weitere datierbare Sedimente waren auf dem Niveau nicht festzustellen.

Das Fehlen tiefgründiger Verwitterungsbildungen kann auf eine starke Erosionstätigkeit hindeuten, womit auch die starke Zerschneidung der Verebnung und die Schotterfluren des Niveaus 1 im Einklang stehen würden. Es ist andererseits aber ebensogut denkbar, daß die Flächenbildung in weiten Bereichen unmittelbar auf dem Anstehenden vonstatten ging und keine tiefgründige Verwitterungsdecke hervorgebracht wurde. Nach Beobachtungen von LOUIS (1968, S. 439) in Tanganyka können "Flachmuldentäler" auch auf anstehendem Gestein oder nur mit einer dünnen Bodenbedeckung entstehen.

Im folgenden soll versucht werden, zumindest eine Datierung der Verebnung relativ zum Niveau 3 zu gewinnen.

Dabei sind drei Möglichkeiten zu berücksichtigen:

1. Niveau 3 und Niveau 2 sind gleich alt und nur durch Tektonik in unterschiedliche Höhenlagen gebracht;
2. Niveau 2 ist älter als Niveau 3;
3. Niveau 2 ist jünger als Niveau 3 und durch Eintiefung in das Niveau 3 entstanden.

Der Annahme, daß Niveau 2 in weiten Teilen lediglich die präkretazische Landoberfläche darstellt, wird in Kapitel 2.3. widersprochen.

Das Postulat einer Gleichaltrigkeit beider Verebnungen hätte zur Konsequenz, daß ihre unterschiedliche Höhenlage aus tektonischen Bewegungen resultierte. Demnach müßten im Bereich des Stufenhanges, der die Niveaus 2 und 3 voneinander trennt, tektonische Störungslinien festzustellen sein, was von geologischer Seite aber nicht bestätigt wird. Problematisch wäre auch die Annahme derartiger Verschiebungen hinsichtlich der relativ vielen Restberge, die dem Niveau 2 aufsitzen. Diese müßten dann von Störungslinien begrenzt sein, an welchen die Bewegungen stattgefunden hätten. Eine solche Annahme ist aber nicht nachgewiesen.

Ferner schneiden beide Verebnungsflächen alte geologische Störungen, ohne daß eine Höhen- oder Neigungsverstellung der Verebnungen zu beobachten wäre. SCHRIEL (1954 a, b) stellte aber gerade an diesen alt angelegten Störungslinien jüngere Schollenverschiebungen fest. Diese können sich nach der Anlage der Niveaus nicht mehr entscheidend auf eine Veränderung der Flächen ausgewirkt haben, da diese in ihrem Neigungswinkel konstant verlaufen.

Eine relative Höhenverstellung der Niveaus 2 und 3 gegeneinander ist somit nicht anzunehmen.

Die Möglichkeit, daß Niveau 2 älter ist als Niveau 3, würde eine großräumige Verschüttung des Niveaus 2 implizieren (i.S. BIRKENHAUER 1970). Niveau 3 wäre dann durch laterale Ausweitung der Verschüttungsoberfläche angelegt worden.

Eine derartig umfangreiche Verschüttung kann aber durch Sedimente nicht nachgewiesen werden. Es wäre erstaunlich, wenn in den Karsthohlräumen der Kalk-

hochflächen keinerlei Relikte einer Verschüttung zu finden wären, würde sie bestanden haben.

Insofern erscheint mit die Annahme, daß Niveau 2 durch Eintiefung in das bestehende Niveau 3 angelegt wurde als gerechtfertigt. Niveau 2 wäre somit jünger als Niveau 3.

Die Prozesse, die zur Ausbildung einer tiefergelegenen Verebnung führen, können nicht nachgewiesen werden. Denkbar sind tektonische Einflüsse, die zur Hebung des Gebietes und somit zu einer relativen Absenkung des Vorfluters führten, auf den sich eine neue Verebnung einpendelte. Eine solche Hebung könnte an der Wende Oligo/Miozän stattgefunden haben (savische Phase nach STILLE). Hier ist jedoch einzuwenden, daß die Anlage einer Verebnung nicht unbedingt mit einer tektonischen Phase konnektiert werden kann, da auch andere Einflüsse die Bildung eines Niveaus begünstigen können, nämlich die Änderung der klimatischen Verhältnisse oder die Absenkung des Vorfluterniveaus.

Die Befunde lassen eine Datierung des Niveaus nur in Relation zu den anderen Verebnungsflächen zu. Anhaltspunkte dazu sind das Mindestalter von Niveau 3 und die begründete Annahme, daß Niveau 2 jünger ist als Niveau 3.

Wenn Niveau 3 mindestens oligozänes Alter aufweist, dann ist Niveau 2 j ü n g e r a l s o l i g o z ä n, m ö g l i c h e r w e i s e r e i c h t d i e A n l a g e a b e r n o c h b i s i n s o b e r e O l i g o z ä n z u r ü c k. Die letztere Möglichkeit muß in Betracht gezogen werden, da nicht geklärt ist, in welchem Abschnitt des Oligozäns die Flächenbildung des Niveaus 3 beendet war. Eine weitere Einengung des Alters kann zunächst nicht vorgenommen werden.

Die Sedimentbedeckung des Niveaus 1 zeichnet sich durch eine gewisse Vielfalt aus. Die reichlich vorhandenen Terra fusca-Relikte deuten auf eine ehemals weiträumige Bedeckung durch diesen Paläoboden. Neben hellgrauen Tonen finden sich in situ liegende geschichtete fluviatile Feinsedimente und eine Schotterstreu, die auf der gesamten Verebnung zu verfolgen ist.

An Hand dieser Sedimente besteht allerdings unmittelbar keine Möglichkeit die Fläche zu stratifizieren, da der petrographische Habitus der Ablagerungen keinen genauen Rückschluß auf ihr Alter zuläßt. Insofern soll durch einen Analogieschluß zu ähnlichen, im Rheinischen Schiefergebirge auftretenden

morphologischen Formen und deren korrelaten Sedimenten eine Datierung des Niveaus versucht werden.

Einen ersten groben Anhalt zur altersmäßigen Fixierung bieten die Terra fusca-Relikte der Verebnung. Diese sind, ihren bodenphysikalischen und -chemischen Eigenschaften nach, in das Jungtertiär zu datieren (vgl. Kap. 2.5.). Insofern kann eine tertiäre Anlage des Niveaus angenommen werden. Dieses Ergebnis wird gestützt durch die kaolinitischen fluviatilen Sedimente, die in situ auf der Verebnung liegen.

Die in der Literatur beschriebenen morphologischen und sedimentologischen Befunde hinsichtlich pliozäner Verebnungen (BIBUS 1971, FEY 1974, MÜLLER 1973, SEMMEL 1972) decken sich mit den Befunden des Untersuchungsgebietes in folgenden Aspekten:

1. In einer Distanz von 100 m über den Flüssen befinden sich weitgespannte Talgefäße, die, in höher gelegene Niveaus eingetieft, als Verebnungen dem rezenten Gewässernetz folgen.
2. Auf diesen Verebnungen befinden sich tertiäre Residualschotter, wodurch eine fluviatile Abtragungsmechanik belegt wird.
3. Die Verebnungen wurden im Pliozän angelegt.

In Analogie zu den Ergebnissen kann das Niveau 1 in das P l i o z ä n datiert werden. Daraus ergibt sich gleichzeitig, daß Niveau 2 älter ist als Pliozän. Es kann somit zwischen dem oberen O l i g o z ä n und dem P l i o z ä n angelegt worden sein. Differenzierte Datierungen können nicht gegeben werden.

Aus dem Verlauf der Schotterstreu lassen sich die Entwässerungslinien des Pliozäns feststellen (Abb. 23). Die Flüsse nahmen im ausgehenden Tertiär häufig die gleichen Wegstrecken wie heute. Die pliozäne Alme hatte ihre Quellarme im Bereich von Brilon. Von dort aus entwässerte sie die Hochflächen in Richtung Büren, wo die von Osten kommende Afte mündete. Die Hauptentwässerungslinie der Briloner Hochfläche scheint im Pliozän die Alme gewesen zu sein. Im Bereich der Möhne ließen sich keine pliozänen Verebnungen mit fluviatilen Sedimenten nachweisen. Der Quellfluß der Möhne ist somit jünger als Pliozän und hat erst durch rückschreitende Erosion die Briloner Hochfläche erreicht.

Die Buntsandsteinschotter am Bösenberg sowie die Gaultschotter zwischen Eilern und Haaren zeigen eine heute nicht mehr existierende Verbindung nach Osten bis zum südlichen Eggegebirge an, die auf eine Entwässerung der südlichen Egge durch das Aftetal hindeutet. Buntsandstein (su, sm, so) steht südlich von Blankenrode an. Die Höhenlagen sind in diesem Gebiet allerdings deutlich tiefer (meist unter 400 m) als am Bösenberg (410 - 420 m), insbesondere, da wegen einer angenommenen Neigung in Entwässerungsrichtung dort eine höhere Lage als die des Bösenbergs zu erwarten gewesen wäre.

Der Verlust dieser noch im Pliozän westlich ausgerichteten Neigung der südlichen Paderborner Hochfläche dürfte auf die starke Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges an der Wende Pliozän/Altquartär zurückzuführen sein (WORTMANN 1936), die eine Neigungsänderung in nördliche bis nordwestliche Richtung hervorgerufen hat.

Darauf deutet einerseits der Abbruch der Entwässerungslinien von der südlichen Egge durch das Aftetal bis zur Alme hin, andererseits die steilen nordwestlich gerichteten Kerbtäler im Staatsforst Dalheim sowie der Verlauf der Altenau, des Piepenbaches oberhalb von Atteln und das Tal der oberen Sauer. Diese Täler können zur Zeit des Pliozäns noch nicht bestanden haben, da sich das Niveau 1 als km-breite Verebnung bis zum Eggegebirge erstreckt haben muß.

Welche Richtung die pliozäne Alme von Büren angenommen hat, läßt sich nicht mehr feststellen. Möglich erscheint ein Verlauf nach Nordwesten in der Verlängerungsrichtung des Niveaus, nachzuweisen ist ein solcher Verlauf aber nicht. Unwahrscheinlich ist hingegen ein Flußlauf zwischen der Spitzen Warte und Meiste, wie FEIGE (1961) ihn zuletzt konstruierte. Im Gegensatz zu der über 10 km breiten, nach Nordwesten gerichteten Verebnung des Niveaus 1 besteht südöstlich der Spitzen Warte nur eine 1 km breite, in 350 - 360 m Höhe gelegene Fläche zwischen den Relikten des Niveaus 2, die eine fluviatile Verbindung zur Möhne gestattet hätte. Diese Erniedrigung der Wasserscheide zwischen Alme und Möhne ist aber offensichtlich auf zwei quartäre Nebentäler zurückzuführen, die sich von den beiden Flüssen zurückgeschnitten haben.

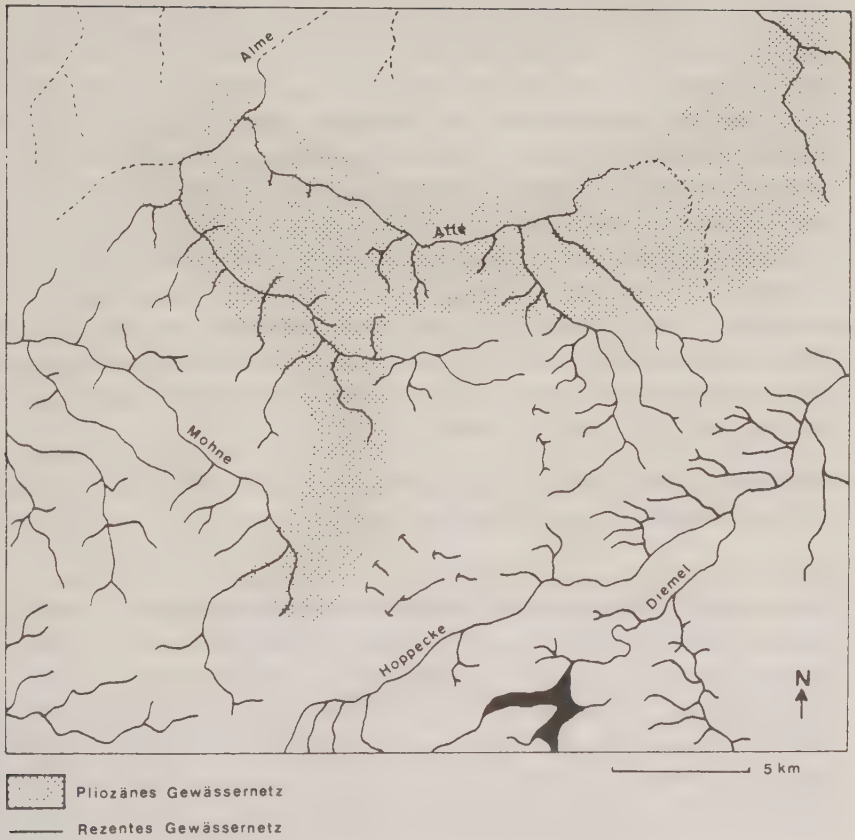


Abb. 23: Entwässerungslinien des Pliozän

2.7. Zusammenfassende genetische Deutung der tertiären Landschaftsentwicklung

Die ältesten Reliefteile des Untersuchungsgebietes sind identisch mit dem Niveau 3 in 500-530 m Höhe. Die Verebnung besteht mindestens seit dem Oligozän und besaß zu dieser Zeit den Charakter einer flachwelligen Hügellandschaft. Die Flächenbildung war noch im Oligozän aktiv, wie zeitgleiches Zersatzmaterial in einer mit der Verebnung korrelierbaren Spalte beweist. Wie weit der Zeitraum der Anlage des Niveaus in das Alttertiär zurückreicht, konnte nicht festgestellt werden. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß der Beginn der Flächenentstehung schon in der Kreidezeit erfolgt sein könnte. Nach der Denudation des Cenomans hätte sich die Verebnung dann sowohl im Massenkalk als auch in den angrenzenden unlöslichen Gesteinen weitergebildet. Selbst im Oligozän dürften noch Relikte kretazischer Gesteine auf dem Niveau vorhanden gewesen sein, da zahlreiche Sedimente als Verwitterungsmassen der Kreide identifiziert werden konnten.

Die Annahme, Niveau 3 könnte lediglich die wiederaufgedeckte präkretazische Landoberfläche sein, scheidet aus (Kap. 2.3.).

Im Vergleich mit anderen Kalkgebieten des Schiefergebirges sind keinerlei karstkorrosive Prozesse festzustellen, die zur Bildung morphologischer Senken führten (etwa i.S. eines Poljes). Eine mögliche Erklärung dafür ist, daß die Verebnung nur knapp über dem Vorfluterniveau gelegen hat und im Bereich des Massenkalkes die Ausbildung einer spezifischen Karsthydrographie unterbunden wurde. Das Niveau überspannte als Rumpffläche sowohl lösliche als auch unlösliche Gesteine. Als Vorfluter kann die vom Oligozänmeer überflutete Westfälische Bucht angenommen werden. Das Klima war feuchtwarm und erzeugte eine intensive chemische Verwitterung, die alle Gesteine gleichermaßen erfaßte.

Die Anlage einer weiteren Verebnung (Niveau 2 in 380 - 470 m Höhe) begann im Postoligozän, möglicherweise schon im Oberoligozän. Die Bildung der neuen Fläche ist sicherlich nicht auf einen Klimawechsel zurückzuführen, da auch sie als Rumpffläche ausgebildet ist, die Gesteine verschiedener morphologischer Resistenz in gleicher Höhenlage und unter gleichem Winkel schneidet. Ob für die Entstehung der tieferliegenden Verebnung eine Gebirgshebung, möglicherweise während der savischen Phase an der Wende Oligozän/Miozän, oder eine Tieferlegung des Vorfluterniveaus ausschlaggebend war, ist nicht mehr aufzuzeigen.

Niveau 2 besitzt ebenfalls eine flachwellige, hügelige Oberfläche und ist nicht durch morphologische Formen gekennzeichnet, die aus der Petrovarianz resultieren könnten. Im Massenkalk bildete sich auch zu dieser Zeit keine Depression heraus. Alles deutet darauf hin, daß die Verwitterungsprozesse und Flächenbildungsmechanismen gleichermaßen wirksam waren wie im Oligozän.

Erst im Pliozän zeigt sich ein Umbruch hinsichtlich der morphodynamischen Prozesse und der morphologischen Formen an. In das Niveau 2 ist eine fingerförmig in das Gebirge eingreifende Verebnung eingesenkt (Niveau 1 in 330 - 420 m). Dieser folgen in vielen Abschnitten die rezenten Flußläufe. Die fluviatilen Schotterakkumulationen weisen auf eine stetige und recht kräftige Wasserführung hin und belegen eine fluviatil-erosive Dynamik, die an der Ausbildung des Niveaus beteiligt war. Andererseits deuten die z.T. stark kaolinithaltigen Terra fusca-Relikte auf eine noch intensive chemische Verwitterung hin, die auch im Pliozän Flächenbildung ermöglichte. Auch das Niveau 1 schneidet unterschiedliche Gesteine verschiedener morphologischer Resistenz.

Das Klima war offensichtlich warm und sehr feucht. Dafür spricht auch die Terra fusca, die sich z.T. mit den fluviatilen Sedimenten eng verzahnt. Hinweise auf trockenere Abschnitte innerhalb des Pliozäns konnten nicht nachgewiesen werden.

Niveau 1 kann als Übergangsform zwischen den tertiären Verebnungen und den pleistozänen Tälern bezeichnet werden.

Die fluviatilen Akkumulationen zeigen die Entwässerungsverhältnisse des Pliozäns an. Zu dieser Zeit bestand zumindest im Bereich der südlichen Paderborner Hochfläche eine Verbindung zum Eggegebirge, das zur Alme hin entwässerte. Der Vorfluter der Flüsse des Untersuchungsgebietes, von der Möhne abgesehen, befand sich in der Westfälischen Bucht, wie aus der Richtung des Almelaufes erschlossen werden kann. Eine Urmöhne i.S. von FEIGE (1961) existierte nicht (Kap. 3.2.).

Die Einsenkung des Niveaus 1 beruhte wahrscheinlich nicht ausschließlich auf einer Gebirgshebung (möglicherweise an der Wende Miozän/Pliozän) oder einer relativen Absenkung des Vorfluterniveaus, sondern wurde offenbar auch durch eine feuchtere Variante der klimatischen Verhältnisse gefördert. Die Bildung des Niveaus erfolgte in zwei Phasen, wie die um 20 m differierenden Flächenteile belegen.

Gegen die bisher dargestellten Ergebnisse könnte eingewendet werden, daß Kalkgesteine generell für eine intensive Verwitterung auch unter ungünstigeren Klimabedingungen von 13 - 15° C und 500 - 1000 m Niederschlag anfällig sind (SCHWARZBACH 1974, S. 57). Auch nach BREMER (1978, S. 198) hat die Petrovarianz Einfluß auf die Intensität der Bodenbildung. Auf Kalkstein können Plastosole schon bei geringeren Niederschlagsmengen entstehen, als sie auf anderen Gesteinen vonnöten wären.

Mit Bezugnahme auf diese kritischen Einwände mußte für das Untersuchungsgebiet geprüft werden, ob die besonderen petrographischen Gegebenheiten (Kalkstein) die Intensität eines flächenbildenden Klimas nur vortäuschen.

Die Befunde aus dem Untersuchungsgebiet stützen allerdings die Annahme, auch für das jüngere Tertiär intensive chemische Verwitterungsbedingungen unter einem warmen und feuchten Klima zu postulieren. Dafür sprechen folgende Tatsachen:

1. Die Anlage der Niveaus 1 und 2 als Schnittfläche dreier geologisch unterschiedlicher Gesteinskomplexe in jeweils gleicher Höhenlage und unter gleichem Neigungswinkel schließt selektive Verwitterung aus.
2. Die Bodenrelikte auf sämtlichen Verebnungen sind stark kaolinithaltig.

Das weitgehende Fehlen mächtiger Verwitterungsprofile und die insbesondere auf den jüngeren Verebnungen des Untersuchungsgebietes vorherrschenden flachgründigen Profile sprechen nicht gegen die zuvor diskutierten Annahmen über Verwitterung und Klima. Die z.T. starke Zerschneidung der Niveaus, die solifluidal bedingte Bodenumlagerung und die Kappung der oberen Bodenhorizonte belegen eine Erosion möglicher Verwitterungsmassen mindestens in pleistozäner Zeit.

Die Tatsache, daß auf dem Niveau 3 Massenkalk und Zersatz in den Karsthohlräumen von einer Terra fusca überlagert werden, zeigt, daß eine postoligozäne, jungtertiäre Abräumung älterer Verwitterungsresiduen in großem Ausmaß in Betracht zu ziehen ist. Auch die auffallend geringen Bodenrelikte auf dem Niveau 2 lassen in diesem Zusammenhang eine Denudation ursprünglich vorhandener Sedimente möglich erscheinen.

Vergleicht man die Höhenlagen gleichaltriger Verebnungen des Untersuchungsgebietes und des übrigen Rheinischen Schiefergebirges, so fällt auf, daß die Höhen der Niveaus im Untersuchungsgebiet generell höher liegen (Tab. 4). Diese Tatsache erscheint aufgrund der tektonischen Situation erklärbar. Die Tektogenese des Rheinischen Schiefergebirges führte zur relativen Hebung und Absenkung verschiedener Blöcke. Daneben sind die unterschiedlichen Höhenlagen der Vorfluter in Rechnung zu stellen.

Von diesen Überlegungen ausgehend, lassen sich die Höhendifferenzen der Niveaus des Untersuchungsgebietes zu den übrigen gleichaltrigen Verebnungen des Rheinischen Schiefergebirges tektonisch erklären. Die Lage im unmittelbaren Bereich des Rothaargebirges, dem Kernpunkt der Aufwölbung im Nordosten, begründet wahrscheinlich die insgesamt höhere Lage des Untersuchungsgebietes.

Der völlige morphologische Umbruch, der zur Kerbtalbildung führte, begann mit dem Pleistozän. Zu diesem Zeitpunkt änderten sich auch die westlich gerichteten Abdachungsverhältnisse im südlichen Bereich der Paderborner Hochfläche. Die fluviatile Verbindung Eggegebirge - Alme wurde unterbrochen. Bewirkt durch eine kräftige Hebung des Schiefergebirges, richtete sich die Abdachung nach Norden und Nordwesten. Ihr folgten viele Flußläufe oder Laufabschnitte, so z.B. die Bäche im Staatsforst Büren.

Tab. 4: Flächenabfolge im Rheinischen Schiefergebirge nach verschiedenen Bearbeitern

Pliozän	Miozän	Oligozän	Eozän	Untersuchungsgebiet, Bearbeiter
Niveau 1 330-430 m	Niveau 2 380-470 m	Niveau 3 500-530 m		Briloner Hochfläche, Sintfeld PETERMEYER 1982
FT 300-320 m	T1 420 m T2 380 m B 350 m	R 2 455-460 m	R 1 500 m	SE Taunus BIBUS 1971
OPT 280-370 m UPT 260-340 m		OTF 420-440 m UTF 360-400 m	URF 450-470 m	Hintertaunus MÜLLER 1973
280-320 m		390-440 m 360-380 m	480-520 m	W Hintertaunus HÜSER 1972
260-280 m 240-250 m 250 m		340-370 m 300 m		Iserlohner Senke WENZENS 1974
N 1 210-240 m	N 2 280-310 m	N 3 340-380		Bergisches Land FEY 1974

3. DER QUARTÄRE FORMENSCHATZ

3.1. Zur quartären Talbildung

Die tertiären Flächen sind im Untersuchungsraum nur noch in Relikten vorhanden. Durch eine Veränderung der morphologischen Formung, infolge ausgeprägt linearer Erosion, wurden die Verebnungen weitgehend zerstört. In die Niveaus haben sich die steilen Flußtäler der Alme, Afte und Möhne teilweise über 100 m tief eingeschnitten. Hinzu kommen die zahlreichen Nebenbäche, die an der starken Zerschneidung der tertiären Landoberfläche in hohem Ausmaß beteiligt sind.

Durch die Petrovarianz der anstehenden Gesteine wurde eine unterschiedlich ausgeprägte Zertalung hervorgerufen. Während die Kalkgebiete ihren flächenhaften Charakter zum großen Teil beibehalten haben, sind die Grauwacken- und Schiefergebiete dominierend durch die Täler geprägt. Die relative Ebenheit der Kalklandschaften resultiert einerseits aus der spezifischen Karsthydrographie und der damit verbundenen geringeren oberflächlichen Zerschneidung, andererseits, im Bereich der Paderborner Hochfläche, aus der flachen Lagerung der kretazischen Schichten, die auf dem Sindfeld auch eine posttertiäre flächenhafte Landformung unterstützten.

Die Täler des Massenkalkes und der unlöslichen paläozoischen Gesteine zeichnen sich durch steilwandige Kerbformen aus. In den kretazischen Gesteinen sind Kastentäler mit breiten Sohlen und steilen Talhängen vertreten. Alme und Afte verbreitern sich im Sintfeld bis auf 300 m. Beide Flüsse haben sich bereits durch das Cenoman geschnitten und sind im paläozoischen Grundgebirge angelegt.

Vielfach weisen die Talhänge eine deutliche Asymmetrie auf, die nicht durch petrographische Besonderheiten oder fluviatil morphodynamische Prozesse, etwa in Mäandertälern, erklärt werden kann. Die nach Osten oder Nordosten exponierten Talhänge haben häufig eine flachere Neigung. Diese Asymmetrie kann nur durch periglaziale Formungsmechanismen erklärt werden.

Die Talhänge sind überwiegend mit Hangschuttdecken bekleidet, die aus einem Gemisch von Ton, Lehm und kantigen Schottern bestehen. Der Gehängeschutt geht in die meist sehr mächtigen Lehme der Talböden über.

Die Hangschuttmassen entsprechen in ihrem Aufbau den Solifluktionsdecken der periglazialen Gebiete und sind insofern als fossile kaltzeitliche Bildungen anzusehen. Es ist allerdings aufgrund fehlender Indizien nicht möglich, sie mit einer bestimmten Kaltzeit exakt zu korrelieren. Da sich aber auf dem Solifluktionsmaterial generell der rezente Boden gebildet hat, kann man es in die letzte (Weichsel-)Kaltzeit datieren, sofern keine ehemals auflagernden jüngeren Bildungen erosiv entfernt wurden.

Südwestlich von Nehden konnte ein Profil aufgenommen werden, das im Bereich des westlich gerichteten Trockentals in 380 m Höhe aufgeschlossen war (R 3474460/H 5699940, Abb. 24).

Das Profil beginnt mit einer ca. 40 cm mächtigen Hangschuttdecke, auf der sich ein lehmiger, nicht mehr humoser Boden gebildet hat. Die Hangschuttdecke besteht aus einem Gemisch von Lehm und kantigen bis kantengerundeten Kalkstein- und Kalkspatschottern. Im Liegenden folgt ein ausgesprochen unsortierter Lehm ohne Schotterbeimengung von 40 cm Mächtigkeit (Probe C 13, Abb. 25). Die schlechte Sortierung belegt einen solifluidalen Transport dieses Lehms. Darunter befindet sich ein, im Aufschluß über 2 m mächtiger, sehr zäher dunkelgrauer Ton (Probe C 7) mit stark verwitterten Holzresten und Pyritknollen. Ausgangsmaterial dieses Verwitterungsresiduums sind die östlich anstehenden pyritreichen Nehdener Schiefer, die auch für den hohen Tongehalt des Sediments verantwortlich sind. Die gute Sortierung der Korngrößen verweist auf fluviatilen Transport (Abb. 25).

Der Mineralbestand der Probe C 7 ergibt keinen Kaolinitanteil, nur Glimmer, Chlorit und Quarz. Der fehlende Kaolinitanteil macht die Annahme einer Umlagerung tertiären Bodenmaterials unwahrscheinlich. Hinsichtlich der reichlich beigemengten organischen Stoffe erweist sich der Ton als warmzeitliches Sediment, das in das Tälchen eingespült wurde und über dem sich kaltzeitliche Akkumulationen in Form von Solifluktionsdecken legten.

Die Aktivitäten der Hangabtragungsprozesse zeigen sich somit in einer Kombination von Abspülung und Solifluktion. Das Ausmaß der solifluidalen Prozesse hinsichtlich der Hangabtragung war beträchtlich, wie über 1,5 m mächtige Schuttdecken westlich von Nehden (R 3473840/H 5699460) sowie die große Verbreitung von Solifluktionsmassen im gesamten Untersuchungsraum belegen. In welchem Verhältnis dazu die Abspülungsprozesse zu setzen sind, kann aufgrund mangelnder Sedimente nicht abgeschätzt werden.

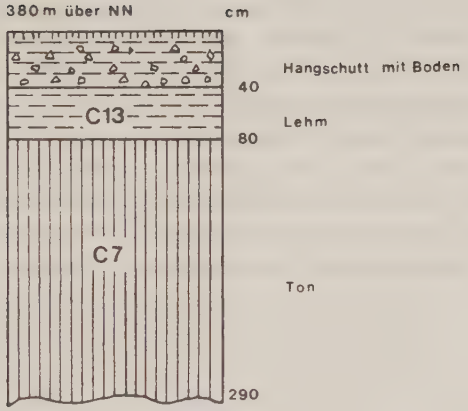


Abb. 24: Profil 8, Trockental westlich Nehden, (R 3474460, H 5699940)

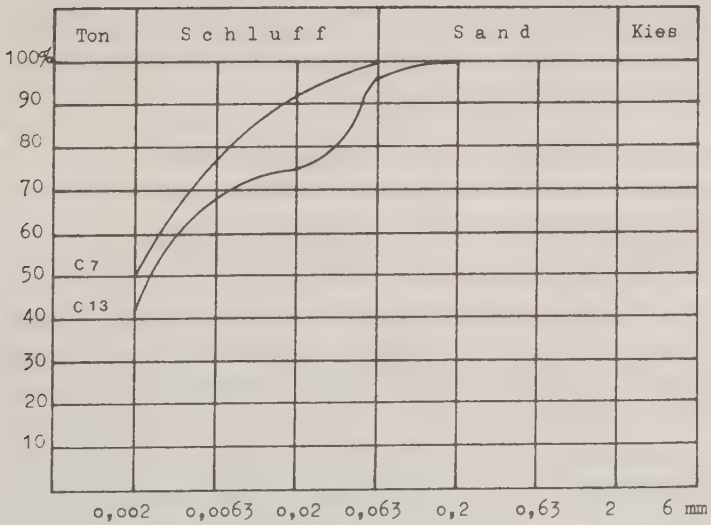


Abb. 25: Korngrößensummenkurven

Beide Prozesse sind im beschriebenen Aufschluß zu beobachten. Zunächst wurde der warmzeitlich, mindestens eemzeitlich gebildete Ton samt den organischen Bestandteilen in das Tal gespült und wahrscheinlich in einer Karstspalte teilweise sedimentiert. Darüber legten sich durch solifluidale Prozesse zunächst der Lehm und, nachdem durch die periglaziale Frostverwitterung die Schuttbildung einsetzte, die Hangschuttdecke. Die Hangschuttdecke wurde der pedogenen Verwitterung unterzogen.

Da die Probe C 7 einen warmzeitlichen, vermutlich mindestens eemzeitlichen Ton repräsentiert, muß die Anlage des Trockentals südwestlich von Nehden entsprechend älter sein, also mindestens saaleeiszeitlich.

Terrassen sind im Untersuchungsgebiet nur als Felsterrassen ausgebildet und nur in wenigen Resten vorhanden. Die zahlreichen kleinen Absätze an den steilen Hängen der Kerb- und Kastentäler hinterlassen eher den Eindruck zufälliger, möglicherweise aufgrund petrographischer Besonderheiten verbliebener Felsabsätze, als den von Terrassenresten. Schotterbestreuungen sind, wenn überhaupt vorhanden, nur sehr dünn und können, aufgrund ihrer Gleichartigkeit, auch nicht als Unterscheidungsmerkmal herangezogen werden. Zudem ist darüber hinaus ein solifluidaler Schottertransport anzunehmen. Eine genetische Strukturierung der Terrassenreste erscheint deshalb nicht möglich.

Anders liegen die Verhältnisse im mittleren Almetal unterhalb von Büren. Dort wurden zuletzt von SCHULTE (1937) und FEIGE (1961), (vgl. Kap. 3.2.) Terrassen untersucht und datiert. Zwischen Brenken und Ahden gibt SCHULTE (1937, S. 46 ff) folgende Terrassenabfolge an.

Hauptterrasse	-	ca. 60 m über der Alme
Obere Mittelterrasse	-	35 - 40 m über der Alme
Untere Mittelterrasse	-	14 - 19 m über der Alme
Niederterrasse	-	4 - 6 m über der Alme

SCHULTE (1937, S. 48) ordnet die Terrassen durch häufig auftretende Schotterfunde in gleichen Höhenlagen. Der Geröllbestand der verschiedenen Terrassenreste ist jeweils unterschiedlich. Die Datierung der Unteren Mittelterrasse als Terrasse der Saale-Eiszeit ergibt sich aus der Führung nordischer Geschiebe und der Verzahnung mit der Grundmoräne (SCHULTE 1937, S. 54). Die südliche Ausdehnung der Drenthe-Gletscher erreichte den Haarstrang und das Almetal und überquerte die Alme zwischen Borchen und Paderborn (LIEDTKE 1975).

Zeitweilig gelangte das Eis auch in das Gebiet südlich von Haaren, wie an Hand von Geschiebefunden belegt werden kann (SCHULTE 1937, S. 46).

Insbesondere in den oberen Laufabschnitten der Flüsse lassen sich eindeutige Höhenlagen von Felsterrassen kaum ausmachen. Im gesamten Bereich des Aftetals können Relikte einer Terrassenfläche in einem Abstand von ca. 60 - 70 m zur Talaue deutlich ausgeschieden werden (Abb. 26). Sie liegen 40 - 50 m unterhalb der pliozänen Verebnungsreste, die sich im allgemeinen 100 - 110 m über der Talaue befinden. Die ausgeschiedenen Terrassenreste sind südlich der Afte arealmäßig ziemlich klein, reichen aber im Norden bis an die Turonstufe heran. Die Ausdehnung in der Breite beträgt ca. 1 km bei Büren, aber ca. 2,5 km bei Fürstenberg. Die Afte hat sich mit einem steilwandigen Kastental darin eingetieft. Die ehemals vermutlich zusammenhängende Terrassenfläche ist durch zahlreiche Trockentäler zerschnitten, deren Hänge mit Solifluktionsschuttdecken ausgekleidet sind.

Die Schotterfunde, die auf allen Niveaus zwischen Fürstenberg und Büren gemacht wurden, belegen, daß diese Flächen als Flußterrassen angesprochen werden können. Die Schotterbestreuung besteht aus kantengerundeten bis gerundeten Plänergeröllen, Grauwacken und sehr wenigen Gaultsandsteinen. Die Gaultsandsteine müssen von den pliozänen Flächenresten (z.B. Eiler Berg) transportiert worden sein, da keine Talverbindung zur Egge bestand. Die Terrasse endet etwa an der Linie Helmern - Meerhof. Östlich dieser Wasserscheide verlaufen die Täler des Piepenbaches und der Altenau in nördliche Richtung. Die Schotterstreu der Terrassenreste ist so dünn, daß eine statistische Analyse hinsichtlich der Verteilung der petrographischen Komponenten und des Zurundungsgrades nicht sinnvoll erscheint.

Im Bereich des Almeoberlaufes lassen sich erst ab der Ortschaft Weine (Sternliedsberg), südwestlich von Büren, Terrassenreste in der gleichen Höhenlage ausscheiden. Diese erreichen allerdings mit maximal ca. 500 m Breite bei weitem nicht die Ausdehnung der Aftetalterrasse. Deren Breite ist nur durch die quartäre Ausräumung der weichen flachlagernden Turonmergel zu erklären und stellt somit einen Sonderfall innerhalb der quartären Talentwicklung dar.

Die Felsterrassen in ca. 60 m Höhe oberhalb der Flußaue lassen sich über Büren hinaus almeabwärts bis Brenken verfolgen und an das Hauptterrassenniveau von SCHULTE (1937) anbinden. Neben dem gleichen Abstand zur Flußaue sind die Komponenten der Schotterbestreuung identisch. Es handelt sich je-

weils um Pläner- und Grauwackengerölle. Die im Aftetal nur sehr gering vorhandenen Gaultsandsteinschotter können im mittleren Almetal nicht mehr nachgewiesen werden.

SCHULTE (1937, S. 54) datiert die Hauptterrasse in das "Altdiluvial bis einschließlich Elster-Eiszeit". Sofern diese Datierung aufrechterhalten werden kann, kommen den 60 - 70 m Terrassen im Aftetal und im Almeoberlauf das gleiche Alter zu.

Die Ausscheidung und Datierung weiterer Terrassenniveaus erscheint aus den eingangs genannten Gründen zu unsicher.

Die Anlage der tiefen, steil eingekerbten Täler des Untersuchungsgebietes kann nicht allein durch die starke Hebung des Rheinischen Schiefergebirges an der Wende Pliozän/Altquartär sowie im Laufe des Quartärs erklärt werden, aus der eine relative Senkung des Vorfluters und die Einschneidung der Flüsse resultierte. Auch während des Zeitraumes des Tertiärs hat es tektonische Bewegungen gegeben und dennoch haben sich Verebnungen gebildet. Die Talformen können insofern nur durch die Gebirgshebung in Zusammenhang mit einem Umschwung der morphodynamischen Prozesse von flächenbildenden zu talbildenden, linearerosiven Formungsmechanismen, einhergehend mit der Abkühlung des Klimas im ausgehenden Pliozän erklärt werden.

Die Datierung der altquartären Sintfeldterrasse gibt Aufschluß über die Entstehung der Schichtstufen.

Das Sintfeld wird durch die charakteristischen Züge der Schichtstufenmorphologie geprägt. Sowohl im Cenoman als im Turon treten Stufen auf, die einerseits durch das Einfallen der Kreidedecke nach Nordwesten bedingt sind, andererseits durch die morphologischen Härteunterschiede der kretazischen Gesteine. Die Neigung der Kreideschichten nach Nordwesten beträgt nach MÜLLER (1955, S. 171) 1° - 5°, nach SCHULTE (1937, S. 38) am Westrand von Blatt Büren 3° - 5° und bei Helmern-Atteln 7°.

Die Auflagerung der Kreide auf das variskische Grundgebirge an der südlichen Begrenzung des Sintfeldes beginnt mit dem Cenoman. Die Cenomanstufe verläuft zwischen Meerhof und Essentho oberhalb der Diemel und biegt von Essentho in die nordwestliche Richtung nach Fürstenberg. Westlich von Fürstenberg wird der Kreiderand von Tälern stark zerschnitten, wodurch der Schichtstufencharakter des Geländes sehr zurücktritt. Der Stufenverlauf wird durch die

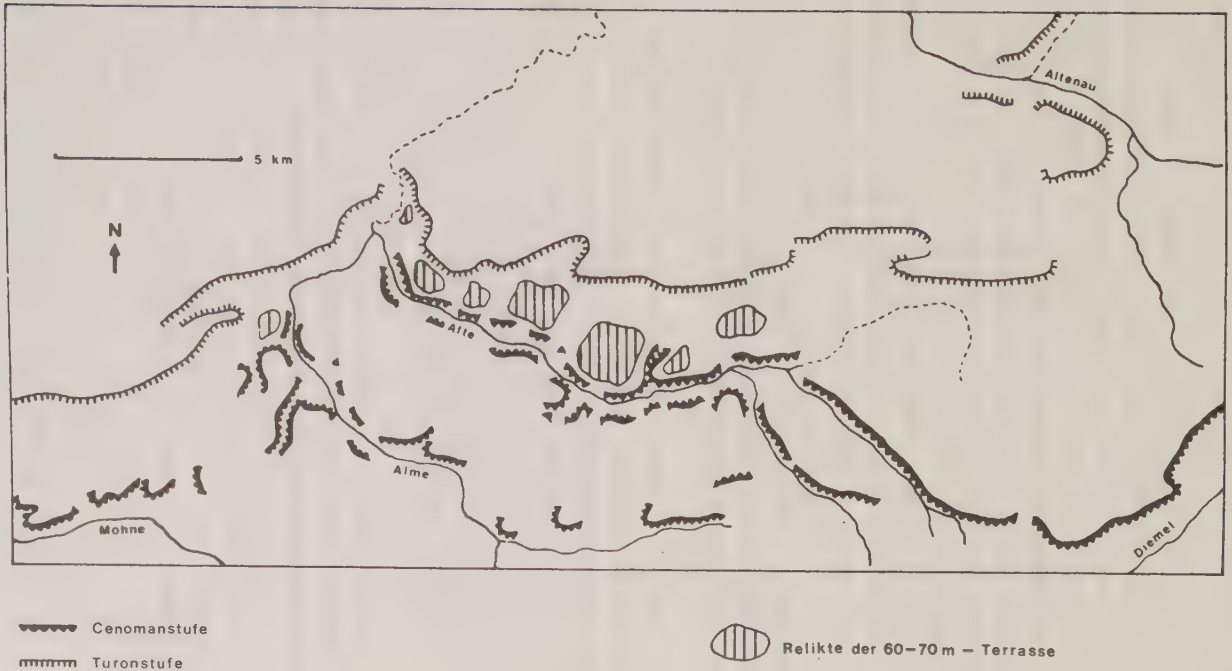


Abb. 26: Die Schichtstufen des Untersuchungsgebietes

Täler der Alme, Afte und Möhne sowie durch die zahlreichen Nebenbäche dieser Flüsse bestimmt (Abb. 26).

Die Stufenbildung im Cenoman wird durch den Mergel als Sockelbildner und die Plänerkalke als Stufenbildner ausgelöst. Östlich von Meerhof besitzen die Cenomanmergel eine Mächtigkeit von 25 - 30 m, zwischen Essentho und Fürstenberg nur noch von 10 m. Westlich von Fürstenberg werden die Mergel durch glaukonitischen Sandstein ersetzt, der eine Schichtdicke bis 10 m erreichen kann (VOGELSANG 1974, S. 50). Durch die geringe Mächtigkeit und die Härte des Sockelbildners westlich von Fürstenberg tritt der konkave Stufenhang kaum noch hervor.

Mit der Auflagerung des Turons auf das Cenoman ist eine weitere Schicht ausgebildet. Sie verläuft von Dalheim über den Eiler Berg nach Büren und erreicht bei der Spitzen Warte die westliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes. Der Stufenrand des Turons ist im Gegensatz zum Cenomanrand kaum zerschnitten, so daß der Schichtstufencharakter des Geländes trotz der geringen Erhebung des auflagernden Turons von 40 - 50 m gut ausgeprägt ist.

Als Sockelbildner tritt weicher und mürber etwa 20 m mächtiger Mergel auf, der den konkaven Hangteil der Stufe bildet. Stufenbildner sind die widerstandsfähigen Kalke der Lamarckischichten (Tab. 3).

Die Flächenreste der Niveaus 1 und 2 liegen unmittelbar auf den Turon- und Cenomanstufenflächen und schneiden die Gesteinsschichten diskordant. Deshalb ist davon auszugehen, daß auch im jüngsten Tertiär in einer aus flachen Verebnungen bestehenden Landoberfläche die Schichtstufen nicht in Erscheinung traten. Erst die altquartäre 60 - 70 m Terrasse des Sintfeldes befindet sich vor der Turonstufe und reicht bis unmittelbar an den konkaven Stufenhang heran. Dadurch wird belegt, daß die Stufe im älteren Quartär durch die subsequent verlaufende Afte herausgebildet wurde. Ihre Entstehung ist somit auf die fluviatil bedingte Reliefverschärfung unter pleistozänem Klima mit ausgesprochen selektiver Verwitterung zu begreifen. Die gleiche Genese kann auch für die Cenomanstufe wahrscheinlich gemacht werden, da der Stufenverlauf sich eng an das pleistozäne Talnetz anlehnt.

Die pleistozäne Schichtstufenentstehung des Untersuchungsgebietes ist kein Einzelfall. Auch im Solling (ROHDENBURG 1965), im Hildesheimer Wald (BARTELS 1967) und im nordwestlichen Harzvorland (BROSCHE 1968) ist die Schichtstufengenese i.w. durch die quartäre Reliefbildung bestimmt.

3.2. Zum Problem der Urmöhne

Ein tertiäres Urmöhnesystem wird insbesondere von SCHULTE (1937), TIMMERMANN (1959) und FEIGE (1961) vertreten.

TIMMERMANN (1959, S. 73) nimmt eine Urmöhne an, die das Sintfeld in westliche Richtung durchfloß. Schon SCHULTE (1937, S. 39 ff) hat bei der Spitzen Warte Schotter gefunden, die neben sauerländischem Material auch Gaultsandstein aufwiesen und auf eine ost-westlich verlaufende Flußrichtung geschlossen. SCHULTE (1937) wie TIMMERMANN (1959) gehen ebenfalls von einer ehemals umgekehrten Fließrichtung im mittleren Almetal zwischen Weine und Borchen aus (Ortsangaben auf Abb. 28).

Hinsichtlich der tertiären Talentwicklung der Paderborner Hochfläche sowie des oberen Alme- und Möhnegebietes hat zuletzt FEIGE (1961) eine Darstellung gegeben, deren Thesen und Befunde im folgenden wiedergegeben werden sollen:

1. Die mittlere Alme zwischen Weine und Borchen hatte einst eine umgekehrte Fließrichtung und stellte die Verlängerung des Ellerbachtales dar. Diese Annahme beruht auf Eggeschottern, die auf einer Almeterrasse zwischen Tudorf und Borchen gefunden wurden. Die im Zusammenhang mit den Eggeschottern lagernden paläozoischen Gerölle sollen "vom Eis am Fuße der Haar ausgeschürft und zusammen mit nordischen Geschieben auf die Hochflächen transportiert worden sein" (FEIGE 1961, S. 22).

2. Am Eiler Berg befinden sich Eggegerölle, die, über das Tal der Altenau, eine früher bestehende fluviatile Verbindung zur Egge belegen.

3. Die "große Tiefenlinie am Fuße der Turonstufe" (FEIGE 1961, S. 23) verweist auf eine ehemalige ost-westlich gerichtete Talung. In diesem Tiefenzug konnten Egge- und Grauwackenschotter nachgewiesen werden.

4. Südlich der Spitzen Warte sind Grauwacken, Massenkalke und Eggegerölle zu finden.

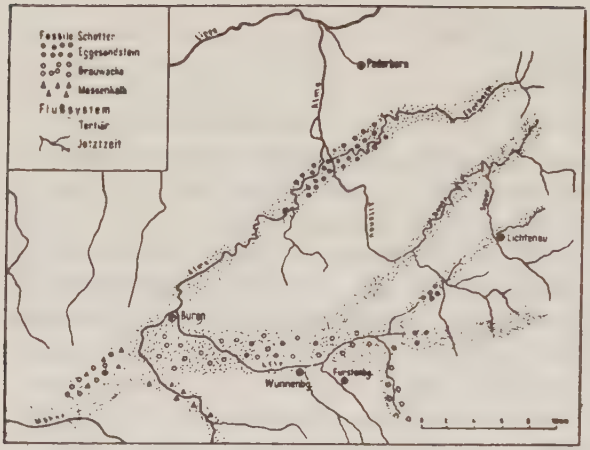


Abb. 27: Tertiäres und rezentes Flußsystem
Quelle: FEIGE 1961, S. 26, Abb. 7

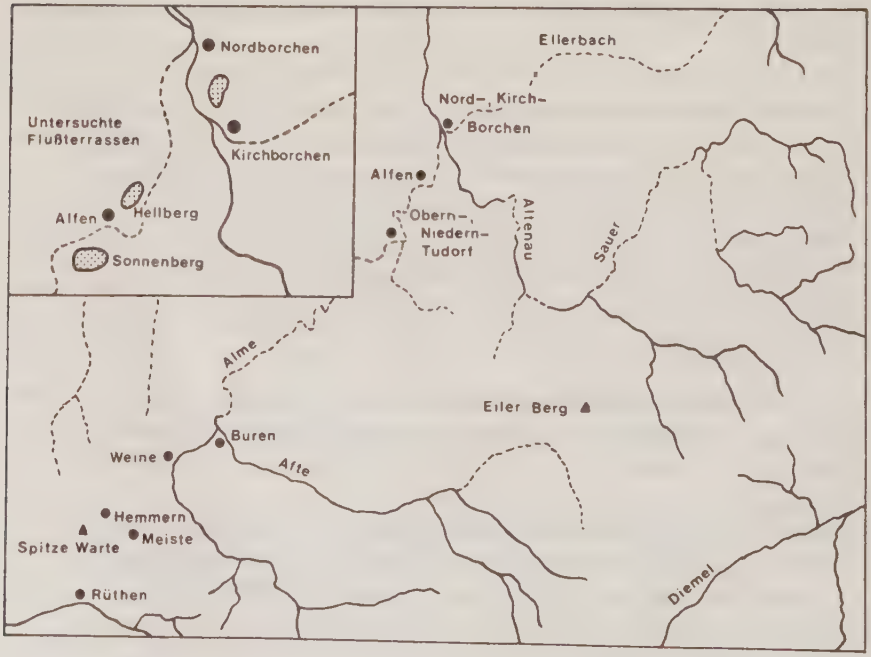


Abb. 28: Fundorte der Flußgerölle und Lage der untersuchten Terrassenschotter

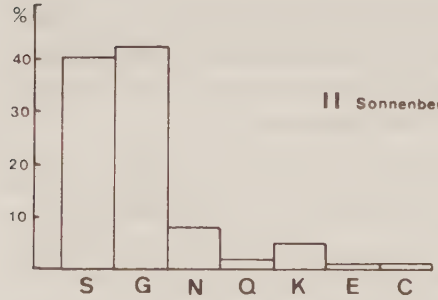
Diese Befunde sollen eine ehemals nach Südwesten gerichtete Entwässerung bezeugen (Abb. 27). Das rezente Flußsystem konnte sich demnach erst nach Änderung der Abdachungsverhältnisse nach Norden bzw. Nordwesten bilden, bedingt durch die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges. Die jungen Bäche zapften die alten, nach Südwesten gerichteten Flußläufe an, und im mittleren Almelauf kehrte sich die Fließrichtung um. Das südwestlich, zur Möhne gerichtete Flußsystem wird Präjungtertiär datiert, da die Hebung der Rheinischen Masse im Pliozän angenommen wird (FEIGE 1961, S. 27).

Die eigenen Untersuchungen haben hinsichtlich einer Flußumkehr im mittleren Almetal abweichende Ergebnisse erbracht. Um die Möglichkeit einer Flußumkehr zu prüfen, wurden Schotteranalysen an Flußgeröllen durchgeführt, die zwischen der Spitzen Warte und Borchen sedimentierten.

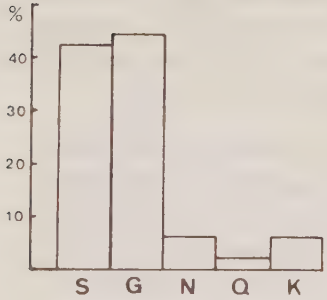
Ein Kärtchen von FEIGE (1961, S. 21) weist Schotterfunde zwischen Alfen und Nordborchen aus. Danach sind Eggegerölle vermischt mit Sauerlandgeröllen nördlich und südlich von Alfen beiderseits der Alme in 160 m, z.T. 170 m Höhe nachweisbar. In der gleichen Höhenlage findet sich dieselbe Geröllgesellschaft bei Kirchborchen am Ellerbach und im Mündungsbereich der Altenau. Am Ellerbach sowie an der Altenau lassen sich die Schotter mit zunehmender Höhenlage teilweise bis in 190 m Höhe feststellen, bleiben aber immer in einem Höhenabstand von 30 bis 40 m oberhalb des jeweiligen Flusses.

Die Gerölle der folgenden Lokalitäten wurden einer petrographischen Schotteranalyse unterzogen. Untersucht wurden die Terrassenschotter des Hellbergs (160 - 170 m) nördlich von Alfen, die Schotter des Sonnenbergs in 170 m Höhe südlich von Alfen sowie die Schotter zwischen Nordborchen und Kirchborchen in 155 bis 160 m Höhe (Abb. 28). Alle drei Terrassen wiesen die gleichen Schotterkomponenten auf, mit fast gleichen prozentualen Anteilen, lediglich auf der Terrasse nördlich von Kirchborchen fehlten die Eisenschwarten und das verkieselte Cenoman (Abb. 29). Eggesandstein und Sauerlandgerölle (Grauwacken und Quarze) sind mit deutlichem Abstand am häufigsten vertreten. Die Anteile beider Komponenten sind etwa gleich. Zusammengenommen schwanken sie von 84 bis 89 %. An dritter Stelle folgen nordische Granite und Quarze aus der Grundmoräne (5 - 7%).Kalksteine und verkieseltes Cenoman waren nur in geringen Mengen vorhanden, das gilt auch für die aus der nördlichen Egge stammenden Eisenschwarten.

I Hellberg, nördl. Alfen



II Sonnenberg, südl. Alfen



III Terrasse zwischen Nordborchen und Kirchborchen

S Egge-Sandstein
G Grauwacken
N Nordisches Material
Q Quarz
K Kalk
E Eisenschwarten, Egge
C Verkieseltes Cenoman

Abb. 29: Die Gerölle der Terrassenschotter von Alfen und Borchen

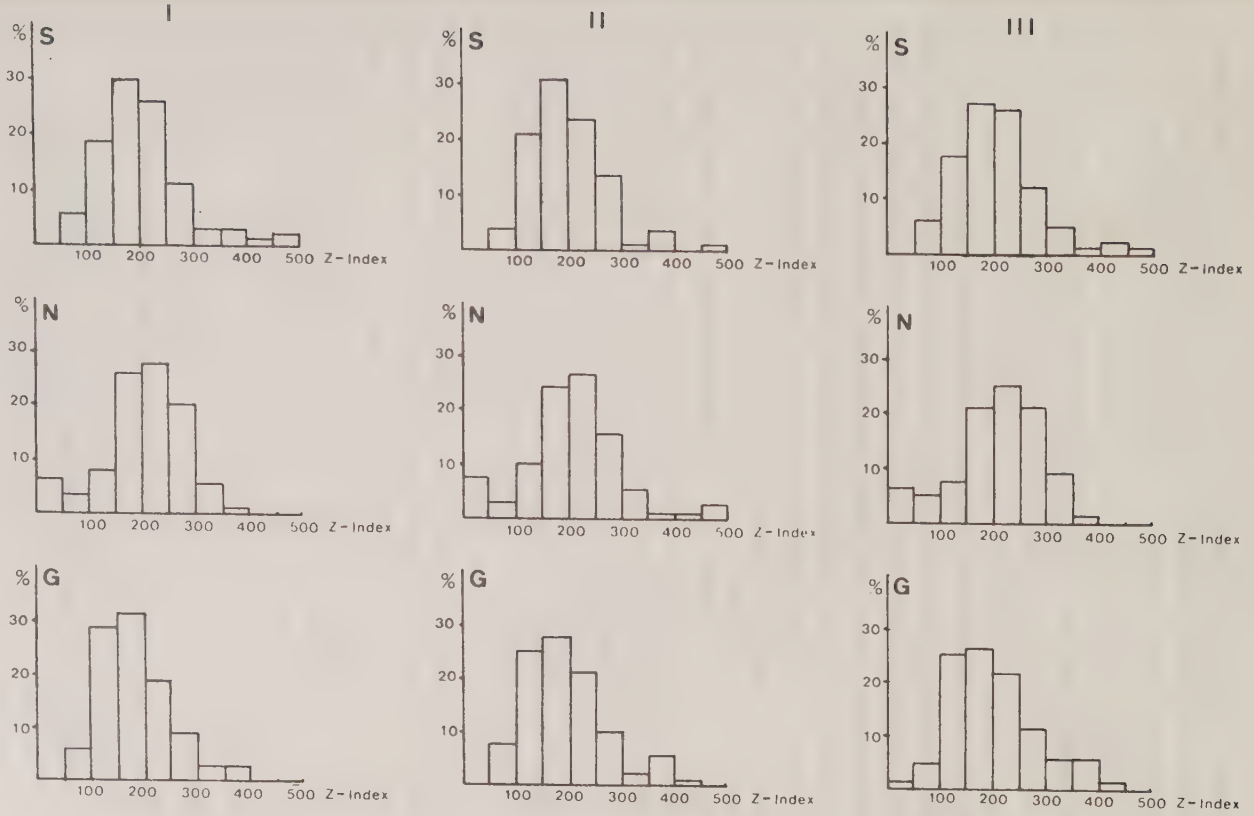


Abb. 30: Der Zurundungsgrad der Terrassenschotter von Alfen und Borchen (Zurundungsindex nach CAILLEUX)

I Hellberg, nördl. Alfen
II Sonnenberg, südl. Alfen
III Terrasse zwischen Nordborchen und Kirchborchen

S Egge-Sandstein
N Nordisches Material
G Grauwacken

Insgesamt zeigen die Schotter ein recht frisches Aussehen, Spuren stärkerer Verwitterung konnten nicht festgestellt werden. Die Maxima des Zurundungsgrades (nach CAILLEUX) im Bereich von 100 bis 300 verweisen auf den fluviatilen Transport der Schotter (Abb. 30), (vgl. KÖSTER und LESER, 1967, Abb. 30, S. 59 ff, insbesondere S. 63).

Die Flußrichtung läßt sich an Hand der Schotterherkunftsgebiete feststellen. Die Verbindung mit dem Eggegebirge wird durch den Ellerbach und der Altenau sowie den Sauerbach hergestellt. Durch diese Flüsse sind die Eggegerölle auf die Terrassen transportiert worden. Da aber südwestlich von Alfen, in Richtung Niederntudorf, sowie im gesamten mittleren Almeabschnitt keinerlei Eggeschotter mehr nachzuweisen sind (vgl. auch FEIGE 1961, S. 26, Abb. 7), ist nicht anzunehmen, daß zur Zeit dieser Ablagerungen eine umgekehrte Fließrichtung der Alme bestand. Hingegen ist wahrscheinlich, daß die Altenau und möglicherweise auch der Ellerbach ehemals etwas südwestlicher flossen und bei Alfen in die nach Norden entwässernde Alme mündeten.

Die zusammen mit den Eggeschottern liegenden Grauwacken und Sauerlandquarze sprechen für eine der heutigen Flußrichtung entsprechende Entwässerung der Alme, denn sie beweisen eine Verbindung mit dem Sauerland. Grauwacken sind ebenfalls im mittleren Almetal zwischen Borchen und Büren vorhanden (eine Tatsache, die nicht in dem Kärtchen von FEIGE (1961, S. 26) auftaucht) und wurden schon von SCHULTE (1937, S. 47, Tafel II) in der Aufstellung einer Terrassenfolge zwischen Brenken und Ahden festgestellt.

Eine intensive Begehung des Lehmbruchs der Ziegelei nordwestlich von Alfen erbrachte nicht einen (!) Grauwackenschotterfund. Ein Transport dieser Schotter durch das Eis vom Fuße der Haar und Ablagerung zusammen mit nordischen Geschieben (vgl. FEIGE 1961, S. 22) ist somit mit Sicherheit auszuschließen, insbesondere, da die recht hohe quantitative Akkumulation von Grauwackenschottern beiderseits der Alme zahlreiche Schotterfunde in der Grundmoräne wahrscheinlich machen würde.

Zusammenfassend sind die Schotter der drei untersuchten Terrassen durch folgende Charakteristika gekennzeichnet:

1. Ein deutlich hoher Anteil von Egge- und Sauerlandgeröllen verweist auf einen Zusammenfluß einer aus dem Sauerland kommenden Alme und den aus der Egge kommenden Altenau und Ellerbach.

2. Der Anteil nordischer Gerölle belegt eine Akkumulation während oder nach der Saaleeiszeit, da diese erst aus der Grundmoräne erodiert werden mußten.

3. Die bunte Zusammensetzung der Schotter sowie die geringe Höhenlage über den Flüssen deutet auf ein relativ junges Alter der Terrassen.

Die Befunde sprechen für eine Datierung als Mittelterrassenschotter, die aufgrund eines möglichen Wasserstaus, bedingt durch den das Almetal nördlich von Borchen zeitweilig absperrenden Drenthe-Gletscher, 25 - 35 m oberhalb der Niederterrasse abgelagert wurden. Die nordische Gerölle führende untere Mittelterrasse liegt etwa 10 km almeaufwärts in 195 m Höhe nur 14 - 19 m über der Flußaue (SCHULTE 1937, S. 48 ff).

Eine tertiärzeitlich umgekehrte Fließrichtung im mittleren Almetal kann somit durch die untersuchten Flußgerölle nicht bewiesen werden.

Die Gaultsandsteinschotter des Eiler Berges, auf die FEIGE (1961, S. 22) verweist, liegen auf dem Niveau 1 und belegen somit die pliozäne Entwässerung der Egge. Dieses Flußsystem nahm allerdings seinen Weg nicht zur Möhne, sondern über Büren in nordwestliche Richtung (Kap. 2.6. und Abb. 23). Die gleichartigen Schotter, die auf den Relikten der altquartären Aftetalterrasse liegen ("Die große Tiefenlinie am Fuße der Turonstufe", FEIGE 1961, S. 23), müssen von den pliozänen Flächenresten dorthin transportiert worden sein, da im Altquartär keine fluviatile Verbindung zur Egge mehr bestand.

Die Eggegerölle des Eiler Berges und des Aftetales können die Existenz einer Urmöhne nicht belegen.

Zusammenfassend ergeben sich folgende Einwände gegen ein tertiäres Urmöhnesystem i.S. von FEIGE (1961):

1. Die Schotterakkumulationen in 30 - 40 m oberhalb der Flußaue zwischen Alfen und Nordborchen sind als Mittelterrassenschotter aufzufassen und können demnach nicht einem tertiären Flußsystem zugeordnet werden.

2. Zwischen Alfen und Weine existieren beiderseits der Alme keinerlei Eggegerölle, die eine Entwässerung des Eggegebirges belegen könnten. Dagegen ist eine Grauwackenschotterstreu festzustellen, die auf eine Verbindung der mittleren Alme mit dem Sauerland hinweist. Eine ehemals umgekehrte Fließrichtung im mittleren Almetal ist auszuschließen.

3. Die Entwässerungslinien des Pliozäns wenden sich über Büren nach Nordwesten und nicht nach Westen zur Möhne.

4. Die Gaultsandsteinschotter des Eiler Berges gehören dem pliozänen Flußsystem an.

5. Die Gaultsandsteinschotter am Fuße der Turonstufe liegen auf einer altquartären Flußterrasse und sind von den pliozänen Flächenresten dorthin transportiert worden.

Ein tertiäres Urmöhnesystem i.S. von FEIGE (1961) kann durch die vorhandenen Flußgerölle nicht belegt werden. Die einzelnen Schotterfunde gehören jeweils anderen Entwässerungssystemen an.

Wie die Entwässerungslinien im Präpliozän verliefen, ist aufgrund mangelnder Schotterfunde auf den Niveaus 2 und 3 nicht zu klären. Die Gaultsandsteingerölle der Spitzen Warte (FEIGE 1961, SCHULTE 1937) könnten auf einen ost-westlich gerichteten Flußlauf deuten, dessen Weg aber nicht mehr nachvollziehbar ist. Leider konnten trotz intensiver Begehung des Bereichs Spitze Warte nur sekundär geröteter Grünsand, aber keine Gaultgerölle gefunden werden.

4. ZUSAMMENFASSUNG

Die präcenomane Landoberfläche existierte frühestens seit dem oberen Neocom, spätestens aber seit dem unteren Gault. Ihre Zuschüttung wird mit der Ingression im unteren Cenoman eingeleitet. Nach Denudation der Kreide wurde das präcenomane Relief durch die tertiäre Flächenbildung zerstört und konnte nur noch in einem Aufschluß unter dem cenomanen Grünsand nachgewiesen werden.

Die ältesten Reliefteile des Untersuchungsgebietes bilden die Verebnungsrelikte des Niveaus 3. Das Niveau überspannt in 530 - 500 m Höhe sowohl lösliche als auch unlösliche Gesteine und ist somit als Rumpffläche anzusehen. Das Alter der Verebnung ist mindestens Oligozän, wie zeitgleiches Zersatzmaterial in Karsthohlräumen des Briloner Massenkalkes belegt. Der Beginn der Flächenbildung ist nicht festzustellen, aber es kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Anlage des Niveaus bis in die Kreidezeit zurückreicht. Die kaolinithaltigen Verwitterungsresiduen deuten auf warm-feuchte Klimaverhältnisse während des Oligozäns, die intensive chemische Verwitterungsprozesse hervorriefen.

Die gleichen klimatischen Verhältnisse bestimmten die Anlage des Niveaus 2 in 470 - 380 m Höhe, die Ende des Oligozäns oder im Miozän durch eine Hebung des Schiefergebirges initiiert wurde. Niveau 2 schneidet als echte Rumpffläche Massenkalk, Kreidekalk und unlösliche paläozoische Gesteine.

Intensive Verkarstungsprozesse konnten während des Oligozäns und des jüngeren Tertiärs nicht nachgewiesen werden. Insbesondere kamen morphologische Depressionen im Kalkstein, wie sie in anderen Kalkgebieten des Rheinischen Schiefergebirges existieren, nicht zur Ausbildung. Die Verebnungen im Kalkstein passen sich in die jeweiligen Niveaus des Untersuchungsgebietes ohne Höhenveränderung ein. Mögliche Erklärungen für den Ausfall der Verkarstungsprozesse sind die niedrige Lage der Verebnungen zum Vorfluter und den damit verbundenen hohen Grundwasserstand sowie die Plombierung durch Verwitterungsmassen. Die vorhandenen Karsthohlräume, in welche die oligozänen Verwitterungsresiduen sedimentierten, müssen demnach im Präoligozän entstanden sein.

Im Pliozän deutet sich eine Änderung hinsichtlich der morphodynamischen Prozesse und morphologischen Formen an. Das Niveau 1 in 430 - 330 m Höhe verläuft parallel zu dem rezenten Gewässernetz und ist durch starke Beteiligung

fluviatil - erosiver Dynamik entstanden, wie Schotter und andere Flußsedimente beweisen. Das Klima war allerdings noch warm und offensichtlich sehr feucht und brachte insofern eine intensive chemische Verwitterung hervor. Kaolinithaltige Terra fusca-Relikte lassen sich mit der Verebnung korrelieren.

Die fluviatilen Akkumulationen belegen die Entwässerungslinien des Pliozäns. Im Bereich der südlichen Paderborner Hochfläche bestand eine Verbindung zum Eggegebirge, das zur Alme hin entwässerte. Der Vorfluter der Flüsse des Untersuchungsgebietes war die Westfälische Bucht.

Der morphologische Umbruch von flächenbildenden zu talbildenden, linearerosiven Formungsmechanismen ist an die Wende Pliozän/Altquartär zu stellen. Die Niveaus sind durch steile Kerb- und Kastentäler zerschnitten. Durch die selektiven Verwitterungsprozesse bildeten sich im älteren Quartär die Schichtstufen der Paderborner Hochfläche.

Tab. 5: Physikalische und chemische Analyse - Daten der Boden- und Sedimentproben

Probe	Farbe feucht	Farbe trocken	$CaCO_3$	pH (KCl)	mval/100 g Boden H	T	S	V %	Ton 0,002	Körngrößen in % Schluff 0,002-0,063	Sand 0,063-2	Kies 2-6 mm
A 63	5 Y 6/2 – 5	Y 8/2	0,0	5,4	2,7	16,9	14,2	84,0	58,3	32,9	8,8	
" 74	5 YR 4/6 – 7,5	YR 6/6	5,7	6,4	"	17,9	17,9	100,0	85,5	14,5		
A 76	10 YR 7/1 – 2,5	YR 7/4	0,0	7,0	0,0	22,5	22,5	100,0	63,0	31,4	5,6	
A 111	7,5 YR 4/4 – 7,5	YR 5/4	0,0	6,6	–	–	–		44,2	55,0	0,8	
C 5	10 YR 4/4 – 10	YR 5/4	0,0	5,7	3,6	17,6	14,0	79,5	87,2	12,8		
C 7	5 Y 4/1 – 5	Y 7/1	0,0	3,5	1,3	7,9	1,6	20,2	50,1	49,9		
C 13	10 YR 7/1 – 2,5	YR 7/4	2,6	6,8	–	–	–		42,5	54,3	3,2	
C 16	5 Y 6/2 – 5	Y 7/2	0,0	5,5	2,0	6,1	4,1	67,2	34,9	63,9	1,2	
C 17	5 Y 6/2 – 5	Y 7/2	0,0	5,8	1,5	7,1	6,6	93,0	39,5	55,2	5,3	
C 18	10 YR 6/6 – 10	YR 7/3	0,0	5,9	2,8	13,2	10,4	78,8	88,0	11,4	0,6	
C 20	10 YR 6/8 – 10	YR 7/6	0,0	5,5	4,6	20,5	15,9	77,6	70,0	25,8	4,2	
C 22	7,5 YR 4/4 – 10	YR 5/6	0,0	5,4	4,6	18,5	13,9	75,1	58,0	36,4	5,6	
C 35	10 YR 5/6 – 10	YR 6/4	0,0	5,7	–	–	–		83,5	13,3	3,2	
C 36	5 Y 6/1 – 5	Y 7/2	0,0	5,4	–	–	–		58,5	38,3	3,2	
C 39	10 YR 4/4 – 10	YR 6/4	0,0	5,8	2,8	7,6	4,8	63,1	54,0	28,1	17,1	0,8
C 40	5 Y 5/3 – 5	Y 7/2	0,0	5,9	3,0	6,0	3,0	50,0	51,4	33,0	12,7	2,9
C 41	10 YR 5/6 – 10	YR 6/4	0,0	5,9	3,0	8,4	5,4	64,2	38,9	52,6	8,5	
C 42	5 Y 7/2 – 5	Y 8/2	0,0	5,6	4,8	6,6	1,8	27,2	38,1	43,6	18,3	
C 44	10 YR 3/4 – 10	YR 5/4	0,0	5,8	5,8	16,9	11,1	65,7	75,2	18,1	6,7	
C 45	10 YR 5/6 – 10	YR 6/8	0,0	4,5	6,3	17,1	10,8	63,1	61,0	20,5	18,5	
C 47	5 Y 6/1 – 5	Y 7/3	0,0	4,4	0,8	7,2	6,4	88,9	36,4	57,4	6,2	
C 49	5 Y 6/4 – 5	Y 7/2	0,4	6,4	10,3	17,9	6,7	37,4	57,8	39,3	2,3	
C 50	10 YR 5/8 – 2,5	Y 7/4	0,2	6,5	0,5	11,8	11,3	95,8	50,1	40,0	9,9	
C 51	5 Y 7/1 – 5	Y 7/3	0,0	5,7	5,5	10,6	5,1	48,1	86,9	13,1		
C 52	10 YR 3/4 – 10	YR 5/4	0,0	5,4	1,8	18,0	16,2	90,0	49,9	44,8	5,3	
C 53	10 YR 3/4 – 10	YR 5/4	0,0	5,3	5,5	17,3	11,8	68,2	75,2	22,9	1,9	
C 62	5 Y 6/1 – 5	Y 7/3	0,0	5,6	1,2	7,1	5,9	83,0	33,0	61,8	5,2	
C 84	7,5 YR 5/8 – 10	YR 7/6	0,0	6,3	0,3	10,6	10,3	97,1	50,7	47,8	1,5	
C 85	10 YR 5/8 – 10	YR 6/8	0,0	6,2	–	–	–		31,7	55,9	12,4	
C 86	5 YR 4/6 – 7,5	YR 5/6	0,0	6,4	1,5	11,3	10,3	91,1	68,1	29,1	2,8	
C 87	5 YR 4/6 – 7,5	YR 5/6	0,0	6,3	2,5	12,9	10,4	80,6	49,8	40,3	9,9	
C 110	10 YR 4/4 – 10	YR 7/6	0,0	6,7	1,8	16,4	14,6	89,0	50,1	39,9	10,0	
C 111	10 YR 5/6 – 10	YR 6/6	0,0	6,1	–	–	–		20,1	27,5	52,4	
C 112	10 YR 4/4 – 10	YR 6/4	0,0	6,1	1,5	17,0	11,7	69,1	72,0	24,6	3,4	
C 115	10 YR 4/4 – 10	YR 6/4	5,4	6,1	1,5	16,2	14,7	94,0	75,1	22,8	2,1	
C 116	10 YR 4/4 – 10	YR 6/4	0,0	6,7	1,1	7,6	6,5	86,0	67,9	25,4	6,7	
C 21	10 YR 4/4 – 10	YR 6/4	29,6	7,1	0,0	13,3	13,3	100,0	52,2	35,3	12,5	

5. LITERATURVERZEICHNIS

ARENS, H. (1963): Entstehung, Zusammensetzung und Eigenschaften von Graulehmen, erläutert an Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge sowie Braunplastosolen und Terra fusca-Relikten in Nordrhein-Westfalen. Mitt. d. Dtsch. Bodenkundl. Ges. Bd. 1, Göttingen, S. 63-68

ARENS, H. (1964): Genese und Klassifikation fossiler Böden der deutschen Mittelgebirge. 8. Internationaler Bodenkundlicher Kongreß, Berichte, Bukarest, Bd. V, S. 913-921

ARNOLD, H. (1964): Die Erforschung der westfälischen Kreide und zur Definition der Oberkreidestufen und -zonen. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 7, Krefeld, S. 1-14

BAKKER, J.P. und Th.W.M. LEVELT (1964): An inquiry into the probability of a polyclimatic development of Peneplains and Pediments (Etchplains) in Europe during the middle and upper senonian and the tertiary period. Publication Service Geologique de Luxembourg 14, S.27-75

BARTELS, G. (1967): Geomorphologie des Hildesheimer Waldes. Göttinger geogr. Abh., 41, Göttingen.

BIBUS, E. (1971): Zur Morphologie des südöstlichen Taunus und seines Randgebietes. Rhein-Main. Forsch., 74, Frankfurt/M.

BIBUS, E. (1973): Untersuchungen zur jungtertiären Flächenbildung, Verwitterung und Klimaentwicklung im südöstlichen Taunus und in der Wetterau. - Erdkunde, 27, S. 10-26

BIBUS, E. (1980): Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am linken Mittelrhein. Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, Bd.1

BIRKENHAUER, J. (1965): Zur älteren Talentwicklung beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn. - Erdkunde, 19, S. 58-66

BIRKENHAUER, J. (1970): Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Pleistozäns. - Erkunde, 24, S. 268-284

BIRKENHAUER, J. (1973): Die Entwicklung des Talsystems und des Stockwerkbaus im zentralen rheinischen Schiefergebirge zwischen dem Mitteltertiär und dem Altpleistozän. Arb. z. rhein. Landesk., 34, Bonn.

BODE, H. (1954): Die hydrologischen Verhältnisse am Südrand des Beckens von Münster, Geol. Jb. Bd. 69, Hannover, S. 429-454

BRAUN, G. (1916): Deutschland, Berlin.

BREMER, H. (1975): Intramontane Ebenen, Prozesse der Flächenbildung, Z.f.Geomorph., Suppl.-Bd. 23, S. 26-48

BREMER, H. (1978): Zur tertiären Reliefgenese der Eifel. Kölner Geogr. Arb. Heft 36 Köln, S. 195-225

BROSCHE, K.K. (1968): Struktur- und Skulpturformen im nördlichen und nordwestlichen Harzvorland. Göttinger geogr. Abh. 45, Göttingen

BÜDEL, J. (1948): Das System der klimatischen Geomorphologie. - Dt. Geographentag München, S. 65-100

BÜDEL, J. (1957): Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. Ztschr. f. Geomorph. N.F. 1, Berlin u. Stuttgart, S. 201-228

BÜDEL, J. (1958): Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. - Verh. Dt. Geographentag Würzburg, S. 89-121

BÜDEL, J. (1965): Die Relieftypen der Flächenspülzone Südindiens am Ostabfall Dekans gegen Madras. Coll. Geogr., 8, Bonn, S. 1-100

BÜDEL, J. (1966): Bildung von Rumpfflächen und Talrelieftypen in der Flächenspülzone Süd-Indiens. Dtsch. Geographentag Bochum 1965, Tagungsber. und wiss. Abh., Wiesbaden, S. 293-322

BÜRGENER, M. (1969): Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Hrsg. v. Institut für Landeskunde, Bad Godesberg.

DAHM-ARENS, H. (1978): Über Reste tertiärzeitlicher Bodenbildungen im Massenkalk des südlichen Sauerlandes. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 28, S. 103-110

DAVIS, W.M. (1899): The geographical cycle. G.J. 1899

FEIGE, W. (1961): Talentwicklung und Verkarstung im Kreidegebiet der Alme. Spieker H. 11, Münster, 66 S.

FEIGE, W. (1970): Die Briloner Hochfläche. Landschaftsführer des westfälischen Heimatbundes, H. 7, Münster.

FEY, M. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge). Düsseldorfer Geogr. Schr., 1, Düsseldorf.

GELLERT, J.F. (1928): Zur Großmorphologie des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. Z. Geom., 3, Leipzig, S. 77 - 89

HARTNACK, W. (1929): Physiographische Skizze von Waldeck. Waldeck. Landeskde., Corbach, S. 5-30

HEITFELD, H. (1957): Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtigvor und Essentho. Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh. 105, Stuttgart, S. 79-112

HEMPEL, L. (1962): Das Großrelief am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland. Spieker, H. 12, Münster, S. 4-44

HENKEL, G. (1974): Geschichte und Geographie des Kreises Büren. Paderborn.

HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. Bochumer Geogr. Arb., Sonderreihe, Bd. 2.

HÜSER, K. (1972): Geomorphologische Untersuchungen im westlichen Hintertaunus. Tübinger Geogr. Stud., 50, Tübingen.

HÜSER, K. (1973): Die tertiärmorphologische Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges. Ein kritischer Literaturbericht. Karlsruher Geogr. Hefte, 5, Karlsruhe.

HUMMEL und HOFFMANN o.J.: Bericht des Meliorationsbauamtes Lippstadt vom 29.9.1913 betr. Schwalgen in den Quellbächen der Alme. Maschinenschrift.

KOCKEL, C. (1926): Zur Piedmonttreppe im Rheinischen Schiefergebirge. Cbl. Min. Geol. u. Paläont., 1926, B. Stuttgart, S. 289-297

KÖRBER, H. (1956): Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Würzburger Geogr. Arb., 3, Würzburg.

KÖSTER, E. und LESER, H. (1967): Geomorphologie I. Bodenkundliche Methoden; Morphometrie und Granulometrie. - Das Geogr. Seminar, Braunschweig.

KUBIENA, W. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas, Stuttgart.

KUBIENA, W. (1962): Die taxonomische Bedeutung der Art und Ausbildung von Eisenoxydhydratmineralien in Tropenböden. Z.f.Pflanzenern., Düngg., Bdkde 98, S. 205-213

LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Forschungen zur dt. Landeskunde 204

LOUIS, H. (1953): Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge. Münchner Geogr. Hefte, 2, München.

LOUIS, H. (1957): Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. Geomorphologische Studien. Machatscheck-Festschrift. Petermanns Geogr. Mitt. Erg.-Heft Nr. 262, Gotha/Leipzig, S. 9 - 26

LOUIS, H. (1964): Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen, besonders nach Studien in Tangajika. - Zschr. f. Geom., 8, S. 43-70

LOUIS, H. (1968): Über die Spülmulden und benachbarte Formbegriffe. Ztschr. f. Geomorph. N.F. Bd. 12, Berlin - Stuttgart, S.490-501

MAASJOST, L. (1962): Die Paderborner Hochfläche. Landschaftsführer des Westfälischen Heimatbundes, H.5, Münster.

MAASJOST, L. (1973): Südöstliches Westfalen. Sammlung geographischer Führer, Bd. 9, Berlin-Stuttgart.

MEYNEN, E. (Hrsg.) (1962): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Bad Godesberg.

MNICH, J. (1979): Das mittlere Diemeltal bei Marsberg und seine angrenzenden Hochflächen. Bonn.

MÜCKENHAUSEN, E. (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf. Bd. 2, Krefeld, S. 495-502

MÜCKENHAUSEN, E. (1975): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. Frankfurt/M.

MÜCKENHAUSEN, E. (1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt/M.

MÜCKENHAUSEN, E. (1979): Die Paläoböden der Eifel in Abhängigkeit von der Geomorphologie. Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 33, Berlin - Stuttgart, S. 16-24

MÜCKENHAUSEN, E., H. BECKMANN, D. SCHRÖDER und S. STEPHAN (1975): Relikte von Paläoböden, Spalten- und Dolinenfüllungen in carbonatischen Gesteinen der nördlichen Eifel. Catena, 2, Gießen, S. 95-106

MÜLLER, H. (1955): Die Schichtstufen der Westfälischen Bucht. Verh. Dtsch. Geographentag, Bd. 29, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, Wiesbaden, S. 170-173

MÜLLER, K.-H. (1973): Zur Morphologie des zentralen Hintertaunus und Limburger Beckens. Ein Beitrag zur tertiären Formengenese. Marburger Geogr. Schriften, H. 58, Marburg.

MÜLLER-WILLE, W. (1966): Bodenplastik und Naturräume Westfalens. Spieker, Heft 14, Münster.

NEUMANN, G. (1935): Fragen zum Problem der Großfaltung im Rheinischen Schiefergebirge. - Zschr. Ges. f. Erdkunde Berlin, S. 321-353.

OESTREICH, K. (1927): Die Entwicklung unserer Kenntnisse von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. Z. Geom. 2, Leipzig, S. 135-159

PAECKELMANN, W. (1925): Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon in Westfalen. Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 46, Berlin, S. 210-230

PAECKELMANN, W. (1926): Der Briloner Massenkalksattel, die Devon-Carbonmulde von Nehden und das Oberdevon-Culmgebiet von Rixen, Scharfenberg und Wülfte. Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 47, Berlin, S. 19-35

PAECKELMANN, W. (1928 a): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 49, Berlin, S. 472-519

PAECKELMANN, W. (1928 b): Der Scharfenberger Sattel bei Brilon in Westfalen. Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 49, Berlin, S. 254-262

PAECKELMANN, W. (1931): Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 52, S. 472-519

PAECKELMANN, W. (1936): Geologische Karte von Preußen. Erläuterungen zu Blatt Brilon. Berlin.

PAECKELMANN, W. (1937): Die Bedeutung der altpermischen Rumpffläche für die Morphologie des Sauerlandes. - Zbl. Min., B. S. 80-89

PAECKELMANN, W. und KÜHNE, F. (1936 a): Geologische Karte von Preußen. Erläuterung zu Blatt Madfeld. Berlin.

PAECKELMANN, W. und KÜHNE, F. (1936 b): Geologische Karte von Preußen. Erläuterung zu Blatt Alme. Berlin.

PAECKELMANN, W., P. PFEFFER und H. UDLUFT (1931): Untersuchungen an Verwitterungsböden des Devons und Karbons im nordöstlichen Sauerlande. I. Stück: Der Massenkalkboden von Brilon in Westfalen. Mitt. aus den Lab. d. Preuß. Geol. Landesanst., H. 13, S. 10-20

PENK, W. (1924): Die morphologische Analyse. Stuttgart.

PFEFFER, K.H. (1978): Geomorphologische Untersuchungen in der Südeifel. Kölner Geogr. Arb., H. 36, Köln, S. 195-225

PHILIPPSON, A. (1899): Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Sitz. Ber. niederrhein. Ges. Natur- u. Heilkde., 17, Bonn, S. 48-50

PHILIPPSON, A. (1903): Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. 14. deutsch. Geogr. Tg., Köln, Berlin, S. 193-205

QUIRING, H. (1926): Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Kaenozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 47, S. 486-558

QUITZOW, H.W. (1969): Die Hochflächenlandschaft beiderseitig der Mosel zwischen Schweich und Cochem. Beihefte Geol. Jahrb., 82, Hannover.

ROHDENBURG, H. (1965): Die Muschelkalk-Schichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes. Gött. Geogr. Abh. 33, Göttingen.

SCHEFFER, F. und P. SCHACHTSCHABEL (1979): Lehrbuch der Bodenkunde. 10. völlig neubearbeitete und erweiterte Auflage, Stuttgart.

SCHMIDT, K.-H. (1975): Geomophologische Untersuchungen in Karstgebieten des Bergisch-Sauerländischen Gebirges. Bochumer Geogr. Arb., H. 22, Paderborn.

SCHMIDT-LORENZ, R. (1958): Ein Beitrag zur Kenntnis der Terra fusca im südniedersächsischen Bergland. Dissertation Göttingen, Landw. Fakultät.

SCHRIEL, W. (1952): Die gegenseitigen Beziehungen der Erzparagenese variscischen und tertiären Alters, erläutert an der Stellung des Bensberger und Ramsbecker Erzbezirkes zur Paffrather Kalkmulde und dem Massenkalksattel von Brilon nebst einem Vergleich mit anderen Gebieten. Neues Jb. Mineral. Monatshefte, Bd. 8/9, Stuttgart, S. 239-253

SCHRIEL, W. (1954 a): Neue Tertiärfunde bei Brilon im Sauerland als Zeitmarke für die junge Vererzung (Pb, Zn, Cu, Fe) im Massenkalk. Mit einem sediment-petrographischen Beitrag von H. SCHUMANN. Neues Jb. f. Mineral. Monatshefte, Bd. 10, Stuttgart, S. 226-230

SCHRIEL, W. (1954 b): Der Briloner Galmei-Distrikt. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., Jg. 1954, Bd. 106, Hannover, S. 308-349

SCHULTE, H. (1937): Die geologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges, insbesondere des Almegebietes. Abh. a.d. Landesmus. d. Prov. Westf., Mus. f. Naturkd., Bd. 8, H 1, Münster, 58 S.

SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit. Stuttgart.

SEMMEL, A. (1972): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. Geogr. Zschr.,Beihefte, H. 30.

SMOLÍKOVÁ, L. und V. LOŽEK (1962): Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terra calcis. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 13, Öhringen, S. 157-177

STADLER, G. (1980): Röntgenographische Mineralbestimmungen der Proben des Untersuchungsgebietes. Geologisches Landesamt, Krefeld.

STICKEL, R. (1927): Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Beitr. Landeskde. Rheinl., 5, Leipzig.

STILLE, H. (1903 a): Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen zu Paderborn. Abh. königl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad., N.F., Bd. 38, Berlin, S. 129

STILLE, H. (1903 b): Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborn. Jb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1903, Bd. 24, S. 251

STILLE, H. (1904 a): Erläuterung zur geologischen Übersichtskarte der Kreidebildungen zwischen Paderborn und dem südlichen Eggegebirge. Berlin.

STILLE, H. (1904 b): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Etteln. Berlin.

STILLE, H. (1904 c): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Kleinenberg, Berlin.

STILLE, H. (1905): Spätjurassische und tertiäre Dislokationen in Westfalen. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 57, Berlin, Protokolle, S. 432-434

SUERKEN, J. (1909): Die Flußdichte im östlichen Teil der Münsterschen Bucht. Diss., Münster.

TIMMERMANN, C.F. (1959): Heterogene Flußläufe und asymmetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges als bedeutsame Merkmale für die Morphogenese. Das Talnetz von Möhne-Ruhr und Lippe als Beispiele. - Zschr. f. Geom., 3, S. 63-84

VOGELSANG, R. (1974): Zur Morphologie des Schichtstufenlandes am Beispiel der Paderborner Hochfläche und des Eggegebirges. Paderborner Studien, H. 6, Jg. 1973/74, Paderborn, S. 46-59

WENZENS, G. (1974 a): Morphogenese der Iserlohner Kalksenke. - Decheniana, 126, S. 133-150

WENZENS, G. (1974 b): Eine oligozäne Dolinenfüllung in der Iserlohner Kalksenke. - Erdkunde, 28, S. 138-140

WIRTH, W. (1970): Eine tertiärzeitliche Karstfüllung bei Eisborn im Sauerland. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., Bd. 17, Krefeld, S. 577-588

WORTMANN, H. (1936): Die Terrassen der Diemel zwischen Sauerland und Weser. Jb. Preuß. Geol. Landesanst. zu Berlin f. d. Jahr 1936, Bd. 57, Berlin, S. 359-413

6. BENUTZTE KARTEN

1. Topographische Karten 1:25.000
   4317 Geseke, 4318 Borchen, 4319 Lichtenau, 4416 Effeln, 4417 Büren, 4418 Wünnenberg, 4419 Kleinenberg, 4516 Rüthen, 4517 Alme, 4518 Madfeld, 4519 Niedermarsberg, 4617 Brilon und 4618 Adorf.

2. Topographische Karten 1:50.000
   L 4316 Lippstadt, L 4318 Paderborn, L 4516 Büren, L 4518 Niedermarsberg, L 4716 Brilon, L 4718 Korbach.

3. Geologische Karten 1:25.000
   4318 Borchen, 4319 Lichtenau, 4517 Alme, 4518 Madfeld, 4519 Marsberg, 4617 Brilon, 4618 Adorf.

4. Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000
   C 4314 Gütersloh, C 4318 Paderborn

5. Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:500.000

7. FOTOGRAFIEN

Foto 1: Niveau 3 (Auf dem Hamm bei Rösenbeck)

Foto 2: Niveau 3, Blick auf Niveau 2,
(Auf dem Hamm bei Rösenbeck)

Foto 3: Stufenhang von Niveau 3 bei Radlinghausen

Foto 4: Niveau 2 bei Bleiwäsche

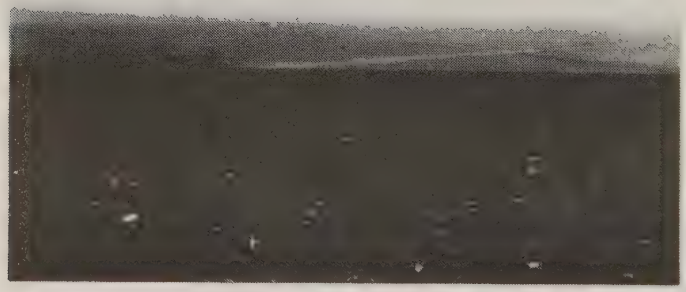


Foto 5: Niveau 2 bei Haaren

Foto 6: Niveau 1, im Hintergrund
Niveau 2 (Blick auf Brilon)

Foto 7: Niveau 1 bei Brilon,
im Hintergrund Niveau 2 (Höhe 461,1 m)

Foto 8: Turonstufe bei Haaren

Foto 9: Aftetal bei Hegensdorf

Druck und Verarbeitung: copy shop, darmstadt, tel. 21353